

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**MARMARA DENİZİ ORTA ÇUKURLUKTAKİ
SİSMOTÜRBİDİTLERİN ÖZELLİKLERİ VE
TARİHSEL DEPREMLERLE İLİŞKİLENDİRİLMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Jeoloji Mühendisi Deniz DİKÇE**

**Anabilim Dalı : JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ
Programı : UYGULAMALI JEOLojİ**

NİSAN 2008

**MARMARA DENİZİ ORTA ÇUKURLUKTAKİ
SİSMOTÜRBİDİTLERİN ÖZELLİKLERİ VE
TARİHSEL DEPREMLERLE İLİŞKİLENDİRİLMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Jeoloji Mühendisi Deniz DİKÇE
(505041311)**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 9 Nisan 2008
Tezin Savunulduğu Tarih : 10 Nisan 2008**

**Tez Danışmanı : Prof.Dr. Namık ÇAĞATAY
Diğer Jüri Üyeleri Prof.Dr. Naci GÖRÜR
Prof.Dr. Mehmet SAKINÇ**

NİSAN 2008

ÖNSÖZ

Bu çalışmada bana yaptığı bilimsel katkılarından dolayı danışmanım Prof. Dr. Namık ÇAĞATAY'a, desteklerini, bilgilerini ve yardımlarını esirgemeyen arkadaşım Arş. Gör. Ümmühan SANCAR'a çok teşekkür ederim.

Uzun yıllardır yürüdüğüm yolda katkılarını esirgemeyen paylaşımcım ve arkadaşım Arş. Gör. Sena AKÇER'e

Ayrıca Arş. Gör. Cengiz ZABCI, Kenan AKBAYRAM, Kadir ERİŞ ve Emre DAMCI'ya,

Hayatıma katılan ve bundan sonraki yolu birlikte yürüyeceğim Mehmet Ali ARSLAN'a

Geldiğim noktada her zaman yanımda olan ve bana bilimi sevdiren kimya hocam ve arkadaşım Bekir BAYRAM'a

Minnettarlığımın, öğrendiklerimin ve öğreneceklerimin, paylaştıklarımın ve paylaşacaklarımın hiç bitmeyeceği ve tüm bunlardan hayatım boyunca gurur duyacağım babam Ahmet DİKÇE ve annem Safiye DİKÇE'ye, anneannem Muzaffer TURHAL'a teşekkür ederim.

Bu tez AB 6. Çerçeve Programı kapsamında EMCOL Projesi tarafından desteklenmiştir. Bu tez RIZA TURHAL'a adanmıştır.

NİSAN,2008

Deniz DİKÇE

İÇİNDEKİLER

TABLO LİSTESİ	v
ŞEKİL LİSTESİ	vi
ÖZET	vii
SUMMARY	x
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı	1
1.2. Marmara'nın Morfotektonik Özellikleri	2
1.3. Orta Çukurluğun Morfotektoniği	5
1.4. Marmara Denizi Depremselliği	8
1.5. Önceki Çalışmalar	10
2. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ (MATERYAL-METOD)	12
2.1. Çökel Karotları	12
2.2. XRF Karot Tarayıcısı (ITRAX Core Scanner)	12
2.3. Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı (MSCL-GEOTEK Multi Sencore Core Logger)	15
2.4. Tane Boyu Analizleri (Particle-Size Lazer Difraksiyon)	17
2.5. Mineralojik Analiz	18
2.6. Karbon-14 Yaş Tayini	18
3. KAROTLARIN LİTOLOJİK TANIMLAMASI VE ANALİZ SONUÇLARI	20
3.1. Karotların Litolojik ve Mineralojik Tanımlaması	20
3.1.1. C-4 Karotunun Litolojik ve Mineralojik Tanımlaması	20
3.1.2. C-6 Karotunun Litolojik ve Mineralojik Tanımlaması	22
3.2. XRF Karot Tarayıcısı (ITRAX) Sonuçları	24
3.2.1. C-4 Karotunun XRF Karot Tarayıcısı Sonuçları	24
3.2.2. C-6 Karotunun XRF Karot Tarayıcısı Sonuçları	28
3.3. Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı (MSCL-Multi Sencore Core Logging) Sonuçları	31
3.3.1. Giriş	31
3.3.2. Elektrik Direnci	32
3.3.3. Manyetik Duyarlılık	32
3.3.4. P Dalgası Hızı	32
3.3.5. Porozite ve Yoğunluk	35
3.4. Tane Boyu Analizi (Particle-Size Lazer Analyser) Sonuçları	35
3.4.1. Giriş	35
3.4.2. C-4 Karotunda Tane Boyu Analizörü Sonuçları	36
3.4.3. C-6 karotunda Tane Boyu Analizörü Sonuçları	40
3.5. Karbon-14 Yaş Tayini Sonuçları	41

3.5.1. C-4 Karotunda Karbon-14 Yaş Tayini Sonuçları	41
3.5.2. C-6 Karotunda Karbon-14 Yaş Tayini Sonuçları	43
4. TÜRBİDİTLERİN KÖKENİ, YAŞLARI VE TARİHSEL DEPREMLERLE OLAN İLİŞKİSİ	44
4.1. Karotlardaki Türbiditlerin Kökeni	44
4.2. C-14 Yaşlarından Çıkan Sonuçlar, Deprem Kataloglarının Taranması ve Eski Depremlerle Olan İlişkileri	46
5. SONUÇLAR	49
KAYNAKLAR	51
EKLER	57
ÖZGEÇMİŞ	63

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1.1 Marmara Faylarında deprem olasılıkları dağılımı	9
Tablo 3.1 C-4 tane boyu analizi sonuçlar	38
Tablo 3.2 C-6 tane boyu analizi sonuçları	41
Tablo 3.3 C-4’den alınan türbiditlerin C ¹⁴ yaşı ve kalibrasyonu	43
Tablo 3.4 C-6’dan alınan türbiditlerin C ¹⁴ yaşı ve kalibrasyonu	43
Tablo 4.1 Türbidit ve sismotürbidit farkı	44
Tablo 4.2 C-6 karotundan alınan C-14 yaşlarına göre katalogların taranmasıyla çıkan olası deprem sonuçları	48

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1 : Marmara Denizi'nin morfotektonik haritası.....	3
Şekil 1.2 : Marmara Denizi Orta Çukurluğu'nun Morfolojisi	6
Şekil 1.3 : Orta Çukurluk'un ayrıntıları	6
Şekil 1.4 : Beck, ve diğ., (2007) 'nin çalıştığı karot lokasyonları	7
Şekil 2.1 : Marmara Denizi batimetri haritası.....	13
Şekil 2.2 : ITRAX Karot tarayıcı.....	14
Şekil 2.3 : GeoTek MSCL'in basit bir şeması.....	15
Şekil 2.4 : Particle-Size Lazer-Difraksiyon Tane boyu dağılım aleti.....	17
Şekil 3.1 : C-4 Karotunun litolojik logu	21
Şekil 3.2 : C-6 Karotunun litolojik logu.....	23
Şekil 3.3 : C-4 Karotunun 1. Kısımının XRF Karot tarayıcısı analizleri....	25
Şekil 3.4 : C-4 Karotunun 3. Kısımının XRF Karot tarayıcısı analizleri....	27
Şekil 3.5 : C-4 Karotundaki 1. türbidit seviyesi.....	27
Şekil 3.6 : C-4 Karotundaki 2. türbidit seviyesi.....	27
Şekil 3.7 : C-4 Karotundaki 3. türbidit seviyesi.....	27
Şekil 3.8 : C-6 Karotunun 2. Kısımının XRF Karot tarayıcısı analizleri....	29
Şekil 3.9 : C-6 Karotundaki 1. türbidit seviyesi.....	30
Şekil 3.10 : C-6 Karotundaki 2. türbidit seviyesi.....	30
Şekil 3.11 : C-4 Karot loglayıcısı sonuçları.....	33
Şekil 3.12 : C-6 Karot loglayıcısı sonuçları.....	34
Şekil 3.13 : C4-T1 Analysette 22 programı ile ölçülmesi sonucu elde edilen grafik.....	37
Şekil 3.14 : C4-T2 Analysette 22 programı ile ölçülmesi sonucu elde edilen grafik.....	37
Şekil 3.15 : C4-T3 Analysette 22 programı ile ölçülmesi sonucu elde edilen grafik.....	38
Şekil 3.16 : C-4 tane boyu analizi sonuçları.....	39
Şekil 3.17 : C6-T1 Analysette 22 programı ile ölçülmesi sonucu elde edilen grafik.....	40
Şekil 3.18 : C6-T2 Analysette 22 programı ile ölçülmesi sonucu elde edilen grafik.....	40
Şekil 3.19 : C-6 tane boyu analizi sonuçları.....	42

MARMARA DENİZİ ORTA ÇUKURLUKTAKİ SİSMOTÜRBİDİTLERİN ÖZELLİKLERİ VE TARİHSEL DEPREMLERLE İLİŞKİLENDİRİLMESİ

ÖZET

Marmara Denizi 210 km uzunluğunda ve 75 km genişliğinde olup, kuzey ve güneydeki şelf alanları arasında derinliği yaklaşık 1250 m'ye varan üç çukurluk alan bulundurmaktadır. Bu deniz, aynı zamanda Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonun en aktif kuzey kolunun Doğu-Batı yönünde kat ettiği aktif tektonik bir deniz alanıdır. Tarih ve tarih öncesi dönemlerde çok sayıda depreme maruz kalmıştır. Marmara Denizi'nin derin çukurlukları türbidit çökellerinin yoğunluğu nedeniyle hızlı bir sedimentasyon hızına sahiptir. Bu türbiditlerin çoğunluğunun sismik etkinliğe bağlı, sismotürbidit olarak çökeldiği düşünülmektedir. Bu tür türbiditlerin diğerlerinden ayıklanması için gerekli kriterler henüz oluşturulamamıştır. Çökel istiflerindeki sismotürbidit birimleri depremlerin çökel kayıtlarını oluşturmaktadır. Bu tür türbiditlerin özelliklerinin saptanarak tanımlanması ve yaşlandırılması deprem riski değerlendirmeleri açısından önemlidir.

Bu çalışmada Orta Çukurluktan MTA Sismik-1 Gemisi ile 2003 yılında alınmış C-4 ve C-6 karotlarında bulunan türbidit seviyelerinin sedimentolojik, jeokimyasal ve fiziksel özellikleri İTÜ-EMCOL laboratuvarlarında analiz edilmiştir. Analizler; XRF karot tarayıcı (ITRAX Core Scanner) ile elementer analizleri ve sayısal X-ışınları radyografi, çok sensörlü karot loglayıcısı (MSCL:GEOTEK Multi Sencor Core Logger) ile porotize, yoğunluk, manyetik susceptibilite, lazer-difraksiyon tane boyu dağılımı, sürme slayd (smear slide) ile mineralojik analizleri ve kum boyutunda malzemede mikrofossil ve mineral analizlerini ve tayinlerini kapsamaktadır. Türbiditlerin yaş tayinleri AMS ¹⁴C yöntemiyle yapılmıştır.

Sırası ile 1241 m ve 1204 m su derinliklerinden alınan ve uzunlukları 358 ve 372 cm olan C-4 ve C-6 karotları incelenmiştir. C-4 karotu 3 ve C-6 karotu 2 adet türbidit birimi içermektedir. Bu türbidit birimleri altta erozyonal bir yüzeyi üzerleyen bir kum-silt tabakası ile üstte homojen bir çamur tabakasından oluşmaktadır. Kumlu

kısımlar C-4 karotunda 24-27, 135-140 ve 225-229 cm'ler arasında; C-6 karotunda 62-68 ve 91-94 cm'ler arasında izlenmektedir. X-ışınları radyografi görüntüsünde alttaki kum-silt tabakaların bir kaç laminadan oluştuğu görülmektedir. Bu yapıları ile bu türbiditler yansımış (reflected) veya yoğuşmuş (amalgamated) türbidit özelliği sunmaktadır. XRF karot tarayıcı analizlerine göre kumlu türbidit birimleri Ca bakımından zenginleşmiştir. Ca zenginleşmesi bu seviyelerdeki karbonat kavkı malzemesinin bolluğundan dolayıdır. Çoğunluğu bentik foraminifer olan bu fosillerin sığ bölgelerden taşınıp taşınmadığı araştırılmaktadır. XRF karot tarayıcı analizlerinden çıkan diğer önemli bir sonuç, Mn'ın türbidit biriminin hemen altında zenginleşmedir. Bu çok belirgin Mn zenginleşmesi deprem ve onu izleyen türbidit çökelişi sırasında redoks değişimine işaret etmektedir. Türbidit seviyelerinin alt kumlu kısmında kırıntı girdisini gösteren Ti, Si ve K 'da da artmalar görülmüştür.

Çok sensörlü karot tarayıcısında (MSCL) porozite, yoğunluk, manyetik duyarlılık, elektrik direnci ve P dalgası hızı ölçülmüştür. Buna göre malzeme iyi paketlenmiş olmadığı için P dalgası hızı ve yoğunluğun düşük; manyetik duyarlılık, elektrik direnci ve porozitenin yüksek olduğu gözlenmiştir.

Tane boyu dağılımını bulmak için lazer-difraksiyon tane boyu dağılımı analizörü kullanılmış ve türbidit seviyelerindeki tane boyunun diğer seviyelere oranla iri olduğu gözlenmiştir.

Yapılan sürme slaytlarla (smear slide) mikrofosil ve mineral içeriğini bakılmıştır. Türbidit seviyelerinde kuvars, kalsit ve klorit mineralleriyle; *Brizalina* sp., *Ammonia* sp., *Protoglobobulimina* sp. ve *Elphidium* sp. Gibi bentik foraminifer türlerine rastlanmıştır. Foraminiferler türbidit malzemesinin sığ yamaç bölgelerinden kaynaklandığını göstermektedir.

Türbiditlerin tabanları altından alınan ilk 2 cm'lik çamur tabakalarından toplanan kavkılardan C-14 yaşlandırılması yapılmış ve bu yaşlar deprem katalogları taranarak tarihsel depremlerle deneştirilmiştir. C-4 karotu McHugh, ve diğ. (2006) tarafından çalışılmıştır. Bu karottaki üç türbidit biriminin yaşları sırasıyla M.S. 1333-M.S. 1432; M.S. 702-916 ve M.S. 606-820 ve M.Ö. 774-544 olarak bulunmuştur. Bu yaşlar McHugh ve diğ. (2006) tarafından 1343, 740 ve M.Ö. 646 yıllarında büyüklüğü 7'den büyük olan İstanbul'da oldukça hasara sebep olan depremlerle deneştirilmiştir. C-6 Karotunda üstteki türbidit için M.S. 580± 40 yaşı bulunmuş ve

türbidit birimi, 542 ile 555 yılları arasında İstanbul'da olmuş 4 depremle deneştirilmiştir. Aynı karotun alttaki türbidit birimi için M.Ö. 6 ± 70 yaşı olarak bulunmuş ve bu yaş 29 yılında İznik ve İzmit civarını etkileyen 7 büyüklüğünde veya M.Ö. 19'da İznik ve İzmit civarını etkileyen, büyüklükleri 6,4 ve 7 olan depremlerle deneştirilmiştir.

THE FEATURES OF SEISMOTURBIDITIES IN MARMARA SEA CENTRAL BASIN AND THEIR RELATIONSHIP BETWEEN HISTORICAL EARTHQUAKES

SUMMARY

The Sea of Marmara is a 210 km long and 75 km wide basin with a maximum depth of about 1250 m. It consists of a narrow shelf in the north, a wider shelf in the south and three deep basins in between. It is tectonically very active with the most active northern branch of the North Anatolian Fault (NAF) zone cross-cutting its floor in an east- west direction. It has therefore been the location of many large magnitude earthquakes during its geological history. The deep basinal sedimentary column of the Sea of Marmara contains a high proportion of turbidity units and is characterized by high ($> 1\text{m/kyr}$) sedimentation rates. Most of the turbidite units were deposited as a result of seismic activity and are therefore seismoturbidities. The criteria to distinguish seismoturbidities from turbidities of other origins have not yet been established. To establish such criteria for accurate identification of seimoturbidites as stratigraphic records of past earthquakes is important for submarine paleoseismological research and for earthquake risk assessment.

In this study, the sedimentological, physical and geochemical properties of turbidite units were analyzed in cores C-4 and C-6 that were recovered onboard by R/V MTA Sismik-1 from water depths of 1241 m and 1204 m, respectively. The cores were analyzed in ITU-EMCOL laboratories, using XRF core scanner for elemental analysis; MSCL (Multi Sencor Core Logger) for physical properties including magnetic susceptibility, porosity, density and grain size; laser diffraction particle size analysis; and smear slide studies for mineralogical content and microfossil analyses. Dating of the turbidities is made by the AMS ^{14}C method.

Cores C-4 and C-6 are 358 cm and 372 cm long, respectively, C-4 including three and C-6 including two turbidite units. These units are found between 24-27, 135-140 and 225-229 cm in Core C-4 and between 62-68 and 91-94 cm in core C-6. In

general, these turbidities consist of a basal sand-silt unit with an erosional base and an overlying homogenous mud unit.

The digital X-ray radiography images show that the basal sand-silt units consist of more than two sand laminae that are characteristic of reflected (or amalgamated) turbidites. The XRF Core Scanner analysis indicates enrichment of Ca in the coarse basal part of the turbidites. This enrichment can be attributed to the presence of high proportion of carbonate shells that consist mainly of benthic forams. Enrichment of Mn just below the coarse basal parts suggests a change in the redox conditions during or just after the seismic event. The turbidite units contain high Ti, Si and K because of detrital minerals.

The Multi Sensor Core Logger (MSCL) analysis show that the turbidite units are loosely packed with low P wave velocity and density, and high magnetic susceptibility, electric resistivity and porosity. The particle size analyses show the turbidite units are coarser than the normal hemi-pelagic sediments with grain size ranging up to coarse sand.

In this study, smear slides are used to determine mineral and microfossil contents of the turbidities that mainly consist of quartz, calcite and chloride as well as benthic foraminifers such as *Brizalina* sp., *Ammonia* sp., *Protoglobobulimina* sp. ve *Elphidium* sp. These species show that turbidity units were sourced from shallow slope areas. Marine shells from 2 cm-thick mud layer below the base of the turbidity layer were dated by the AMS radiocarbon method. Core C-4 was previously also studied by McHugh, et al., (2006). The ages of turbidite units in core C-4 were found to be AD 1333-1432, AD 702-916, AD 606-820 and BC 774-544. The ages were correlated with the earthquakes occurred at 1343, 740 and BC 646 in İstanbul (M>7). The age of upper turbidite unit in core C-6 is AD 580±40, which matches with earthquakes that occurred between 542 and 555 in İstanbul. The age of lower turbidite unit is BC 6±70 that can be correlated with BC 29 earthquake that affected İznik and İzmit (M ~7), or with the BC 19 earthquake of that affected İznik and İstanbul (M~ 6,4-7) .

1. GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Ülkemiz önemli bir deprem kuşağında bulunması nedeniyle, geçmişteki deprem kayıtlarını inceleyerek gelecekteki olası depremleri anlamamız bakımından türbiditler, özellikle son yıllarda paleosismoloji için oldukça önemli bir ayıraç olarak kullanılmaktadır. Marmara Denizi'ndeki türbiditlerin çoğunluğunun sismik etkinliğe bağlı, sismotürbidit olarak çökeldiği düşünülmektedir ve bu nedenle çökel istifi eski deprem kayıtlarını içeren bir arşiv niteliğindedir (Çağatay, 2007).

Çalışmanın amacı; Marmara Denizi'ndeki sismotürbiditlerin özelliklerinin multi-parametre yöntemler kullanılarak tespiti ve diğer kökenli türbiditlerden ayırt etmek için kriterlerin oluşturulmasıdır. Diğer amacı Orta Çukurluk'ta iki karotta eski depremlerin kayıtlarının ortaya çıkarılmasıdır.

Marmara Denizi sismik olarak aktif bir havza olması nedeniyle uzun tarihsel bir deprem kaydı içerir (Ambraseys ve Finkel, 1991). Aynı zamanda derin bir havza olması nedeniyle türbiditlerin yaygın olması beklenir (Piper ve diğ., 1988; Gorsline ve diğ., 2000; Nakajima ve Kanai, 2000; Shiki ve diğ., 2000). Deprem kaynaklı türbiditlerle diğer kaynaklı türbiditleri ayırt etmek için kullanılan sedimenter kriter tam olarak bulunamamıştır (Nakajima ve Kanai, 2000; Shiki ve diğ., 2000). Türbiditlerin sismik kaynağı, depremlerle ilişkilendirilmiş türbiditleri içeren güncel havzalarda test edilebilir (Gorsline ve diğ., 2000). Bu nedenlerden dolayı Marmara Denizi pek çok çalışmaya elverişli stratejik önem taşıyan bir denizdir.

Sismotürbiditlerle diğer değişik kökenli türbiditlerden ayıklanması için gerekli kriterler henüz oluşturulamamıştır. Sismotürbiditlerin özelliklerinin saptanarak tanımlanması ve yaşlandırılması paleosismolojik ve deprem riski değerlendirmeleri açısından önemlidir. "Geçmiş geleceğin anahtarıdır" ilkesinden yola çıkarak, geçmiş depremleri incelenmekte ve gelecekteki depremlerin nitelik ve nicelikleri hakkında bilgi edinilmeye çalışılmaktadır. Bu çalışma, sismotürbiditlerden ve Marmara Denizi

Orta Çukurluktaki fayın sebep olduğu deprem ve tekrarlanma aralığını bularak gelecekteki deprem riskinin değerlendirilmesinde önemlidir.

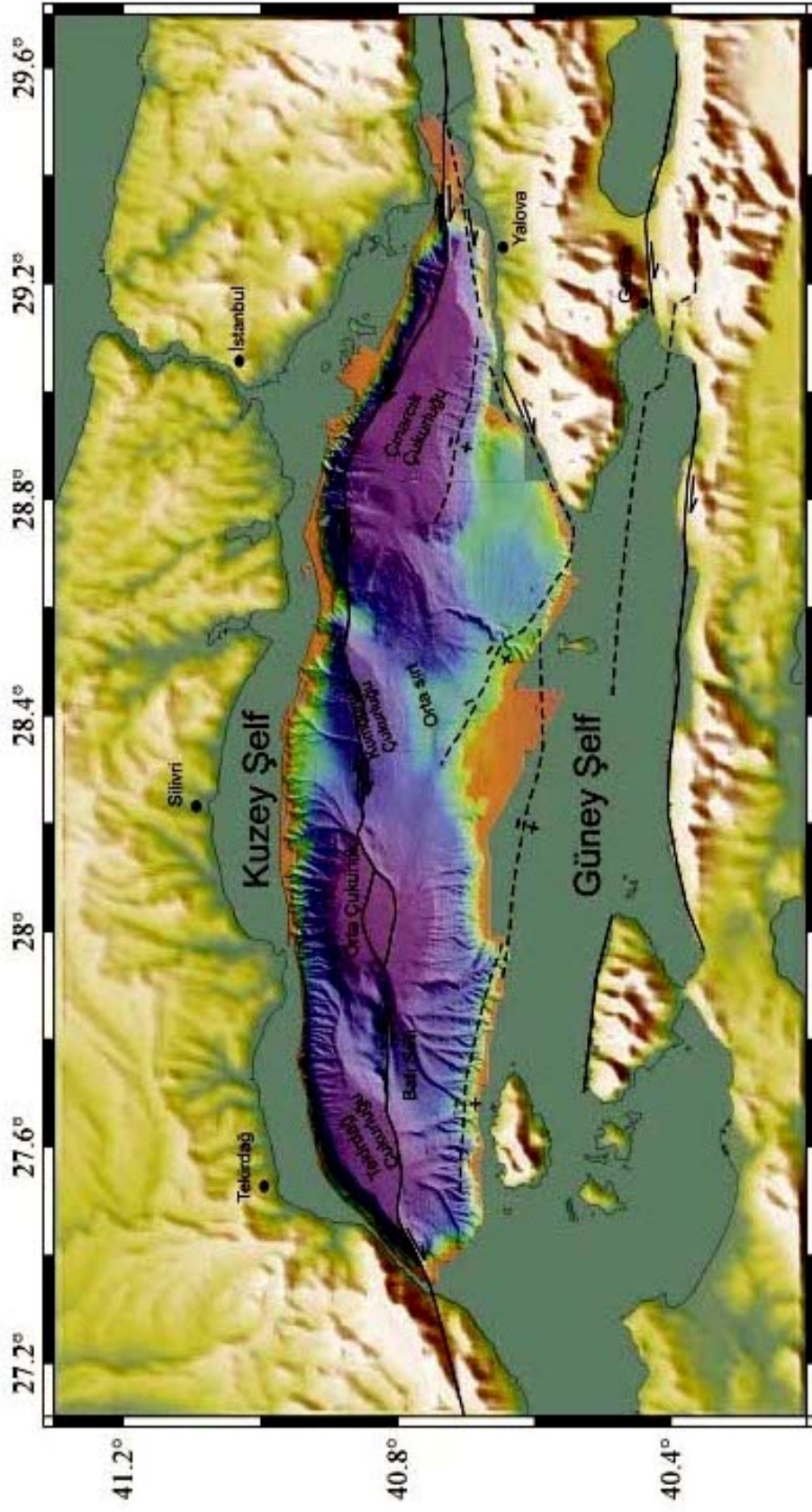
Çalışmada Orta Çukurluktan MTA Sismik-1 Gemisi ile alınmış C-4 ve C-6 karotlarında bulunan türbidit seviyelerinin sedimentolojik, jeokimyasal ve fiziksel özellikleri İTÜ-EMCOL laboratuvarlarında analiz edilmiştir. McHugh, ve diğ., 2006’da yaptıkları çalışmada C-4 karotundaki sismotürbiditleri incelemişlerdir ve Tekirdağ ve Orta Çukurlukta 7’den büyük deprem kayıtları ile eleştirip çalışmışlardır. C-4 karotu bu çalışmada da incelenmiş ancak, McHugh ve diğ. ‘nin kullandığı yöntemlerden farklı yöntemlerle çalışılmıştır. Analizler; XRF karot tarayıcı (ITRAX Core Scanner) kullanılarak elementer analizleri ve sayısal X-ışınları radyografisi; çok sensörlü karot loglayıcısı (MSCL:GEOTEK Multi Sencor Core Logger) ile porotize, yoğunluk, manyetik susceptibilite analizleri, lazer-difraksiyon tane boyu analizörü ile tane boyu dağılımı; optik mikroskop altında sürme slayd (smear slide) kullanılarak petrografik analizleri; ve kum boyutunda malzemede mikrofosil ve mineral analizlerini ve tayinlerini kapsamaktadır. Türbiditlerin yaş tayinleri AMS (Accelerated Mass Spectrometre) ^{14}C yöntemiyle yapılmıştır.

1.2 Marmara’nın Morfotektonik Özellikleri

Marmara Denizi bütünü ile Türkiye Cumhuriyeti Devleti sınırları içerisinde yer alan, küçük sayılabilecek bir iç denizdir. Uzun ve dar görünümü ile bir geçit şekline sahip olduğundan, İstanbul ve Çanakkale boğazları ile birlikte “Türk Boğazlar Sistemi” olarak da anılmaktadır. Marmara Denizi yüzey suyu acı (tuzluluk % 1,8) olan Karadeniz’e İstanbul Boğazı ile ve normalin biraz üzerinde denizel tuzluluğa (% 3,8) sahip olan Ege Denizi’ne Çanakkale Boğazı ile bağlanır. Çanakkale Boğazı’nın eşik derinliği 65 m, İstanbul Boğazı’nın ise 35 m’dir.

Marmara Denizi batıda, Seddülbahir-Kumkale arasında, yani Çanakkale Boğazı’nın Ege Denizi çıkışında $27^{\circ} 18'$ Doğu meridyeninde başlar (Şekil 1). Doğudaki en uç noktası ise, İzmit Körfezi sonunda $29^{\circ} 57'$ Doğu meridyenidir.

270 km uzunluğunda, 80 km genişliğinde Akdeniz ve Karadeniz arasında bir geçiş denizi özelliğindedir. Yüzey alanı 11500 km^2 ve hacmi 3380 km^3 ’dür (Adatepe, 1988). Güneyde ortalama 40 km uzunluğunda ve kuzeyde 10 km uzunluğunda olan iki şelfin sınırı yaklaşık 100 m su derinliğindedir. Bu şelflerin arasında doğu-batı



Şekil 1.1: Marmara Denizi'nin morfofotektonik haritası (Çağatay, ve diğ., 2006).

yönünde dizilmiş maksimum 1265 m derinlikte üç havza bulunmaktadır. Bu havzalar, birbirlerine KD-GB yönündeki batimetrik sırtlarla ayrılmış olan Tekirdağ, Orta ve Çınarcık Çukurlarıdır (Barka ve Kandisky-Cade, 1988; Wong ve diğ., 1995). Marmara Denizi kıyılarının jeomorfolojik özelliklerini belirleyen birçok farklı parametre yer almaktadır. Bu farklı parametrelerin etkileri sonucu gelişen kıyı şekilleri de farklı özellikler ve gruplaşmalar göstermektedirler. Marmara Denizi kıyılarında kıyı jeomorfolojisini belirleyen parametreler; litolojideki değişim başta olmak üzere, dalga etkinliği, faylar, formasyonların yapısal konumu, kıyıya uzanan akarsuların etkinliği, hakim rüzgar yönü ve bakıdır.

Marmara Denizi'nin ilk oluşumu jeoloji tarihi içinde oldukça genç sayılabilecek bir zaman dilimi içinde yer alır. İlk oluşum dönemi erken-geç Miyosen yaklaşık 15-11 milyon yılları arasında yer alır. Miyosen sonlarında Marmara, hem Akdeniz (Tetis) hem de Karadeniz (Paratetis) etkili koşulların egemen olduğu endemik nitelikli kısmen bir iç deniz durumundadır (Görür ve diğ., 1997; Sakıncı ve diğ., 1999). Erken Pliyosen'de Marmara Karadeniz ve Akdeniz'den ayrılarak tümüyle izole olmuştur. Geç Pliyosen ve onu izleyen interglasiyal (buzularası) dönemlerde Akdeniz su girdisi ile denizel koşullara kavuşmuştur. Bu, Çavda, Tirheniyen - Karangat dönemleridir. Son buzul (Würm) döneminde global deniz suyu seviyesinin düşmesi ile G.Ö. (günümüzden önce) 12000 ¹⁴C yılı öncesine kadar Marmara yeniden göl koşullarının egemen olduğu bir ortam haline dönüşür (Çağatay ve diğ., 2000). Geç Pleyistosen'den başlayarak ılımanlaşmaya başlayan dünya iklimi sonrasında buzul dönemini terk eden dünyada global su seviyesinin yükselmeye başlamasıyla bölge G.Ö. 12000 yılından başlayarak denizel koşulların etkisi altına girer. Bu etkileşme süreci içinde KAF'nın da etkisi vardır. G.Ö. 7000-9000 yıllarında Akdeniz'in suları İstanbul Boğazı yolu ile Karadenize geçerek bu zamanda Akdeniz-Marmara-Karadeniz bağlantısı gerçekleşir (Göksu ve diğ., 1990; Ryan ve diğ., 1997; Görür ve diğ., 2001; Oktay ve diğ., 2002; Kaminski ve diğ., 2002, Major, ve diğ., 2006; Stanley ve Blanpied, 1980; Meriç ve Sakıncı, 1990, Meriç ve diğ., 1998). Aksu ve diğ. (2002) bu su geçişinin tam ters yönde ve sürekli olduğunu söylemektedir. Buna göre Karadeniz'in suları yükselerek 10.500 yıl önce İstanbul Boğazından Marmara Denizi'ne dolmuştur. Ancak böyle bir akışın sürekli olmadığı Eriş ve diğ. (2007) kanıtlanmıştır. Marmara Denizi'nin morfolojisini KAF' nın sağ yanal atımlı tektoniği ile Ege rejiminin hakim olduğu Kuzeybatı Anadolu'daki K-G gerilmeleri belirler

(McKenzie, 1972, Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Taymaz ve diğ., 1991). K-G gerilimin sonucu olarak, KAF, Marmara Denizi bölgesinde üç adet derin doğrultu atımlı havzalarla bunları ayıran batimetrik sırtları oluşturur. Son GPS verilerine göre, Marmara bölgesi KAF boyunca İstanbul'a göre yılda 20 mm doğudan batıya doğru saat yönünün tersine kayma vektörüyle yer değiştirmektedir (Straub ve Kahle, 1997).

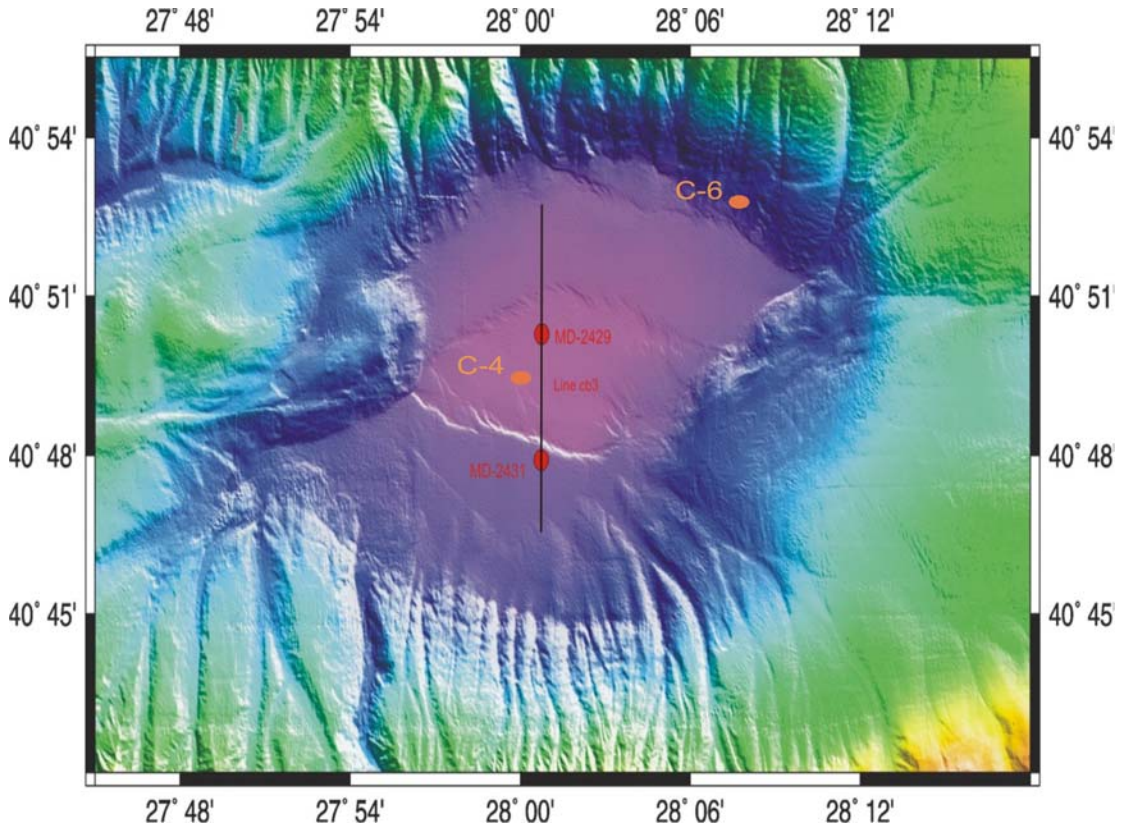
Marmara Denizi, Eosen-Miyosen yaşlı Trakya havzası, Sakarya ve İstanbul Zonunu oluşturan karmaşık yapıları bir temel üzerine yerleşmiştir (Görür ve diğ., 1997). Bu açılımın başlaması, muhtemelen geç Miyosen-Pliyosen zamanında Akdeniz sularının henüz başlamış KAF'ın kesme zonu boyunca Marmara Denizi'ni istila ettiği döneme rastlar (Şengör, ve diğ., 1985; Görür, ve diğ., 1997; Okay, ve diğ., 1999). Karadeniz (Erken-Kuvaterner'de Paratetis) ve Akdeniz arasındaki su geçişinin oluşumu, bunun paleocoğrafyası ve paleoosinografisi, farklı su kimyalarıyla iki bitişik havzanın Marmara Denizi yoluyla bağlanması veya izole olması ile belirlenir (Görür, ve diğ., 1997; Çağatay, ve diğ., 2000; 2006).

1.3 Orta Çukurluğun Morfotektoniği

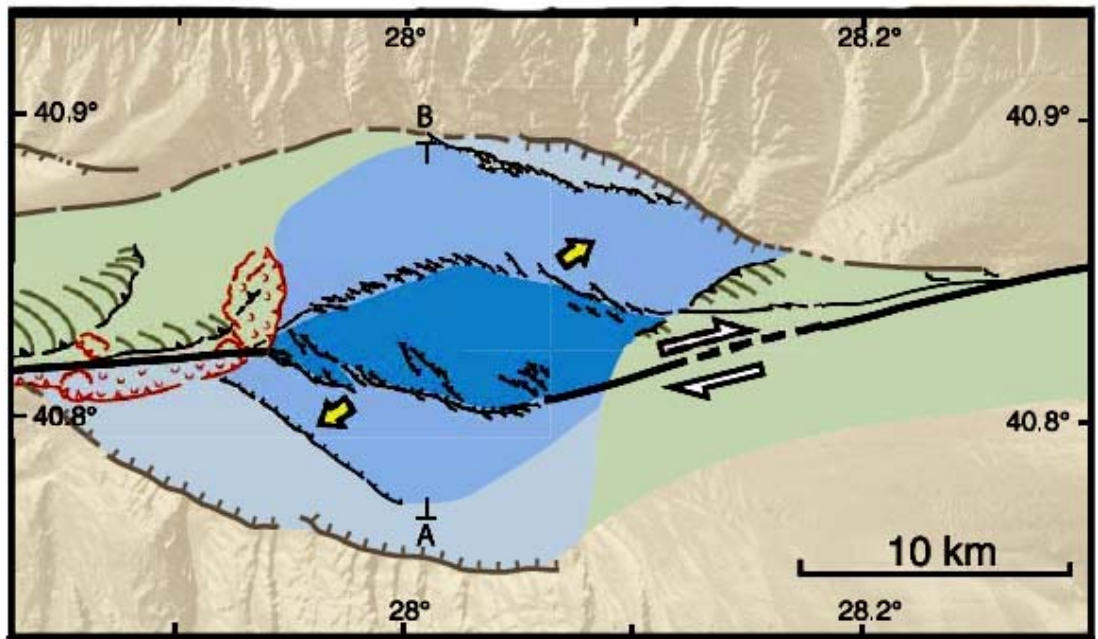
Orta çukurluk, rombik şekilli, 290 km² alana sahiptir (Şekil 1.2). En derin yeri -1255 m olan bu çukurluğun orta kısmında rombik şekilli ikinci ve daha genç bir çukurluk bulunmaktadır (Le Pichon ve diğ., 2001). Bu genç çukurluk yakın çevresine göre yaklaşık 40-50 m daha derindir.

Orta Çukurluk'un etrafını çevreleyen yamaçların eğimleri batimetri haritasından ölçülerek bulunmuştur. Buna göre; kuzey yamaç eğimi yaklaşık 12⁰, kuzeybatı yönlü yamacın eğimi yaklaşık 9⁰-11⁰; kuzeydoğu yamacın eğimi yaklaşık 6,7⁰; güneydeki yamacın eğimi yaklaşık 5,7⁰; güneydoğudaki yamacın eğimi yaklaşık 6⁰ 'dir.

Bu çukurluk, kuzey ve güneyden faylarla sınırlıdır (Şekil 1.3). Orta Çukurluk, çek-ayır havza biçiminde ve aynı zamanda Batı Sırtını kesen Ganos Fayı'nın doğuya devamında ayrılan iki kolu arasında oluşmuştur. Orta Çukurluğu doğudan ve batıdan sınırlayan sırtlar, sıkışma alanlarını temsil etmekte olup; kıvrım, basınç sırtları, ters fay ve bindirme yapıları içermektedir. Sırtlar üzerindeki Pliyo-Kuvaterner çökel kalınlığı derin çukurlara göre daha azdır.

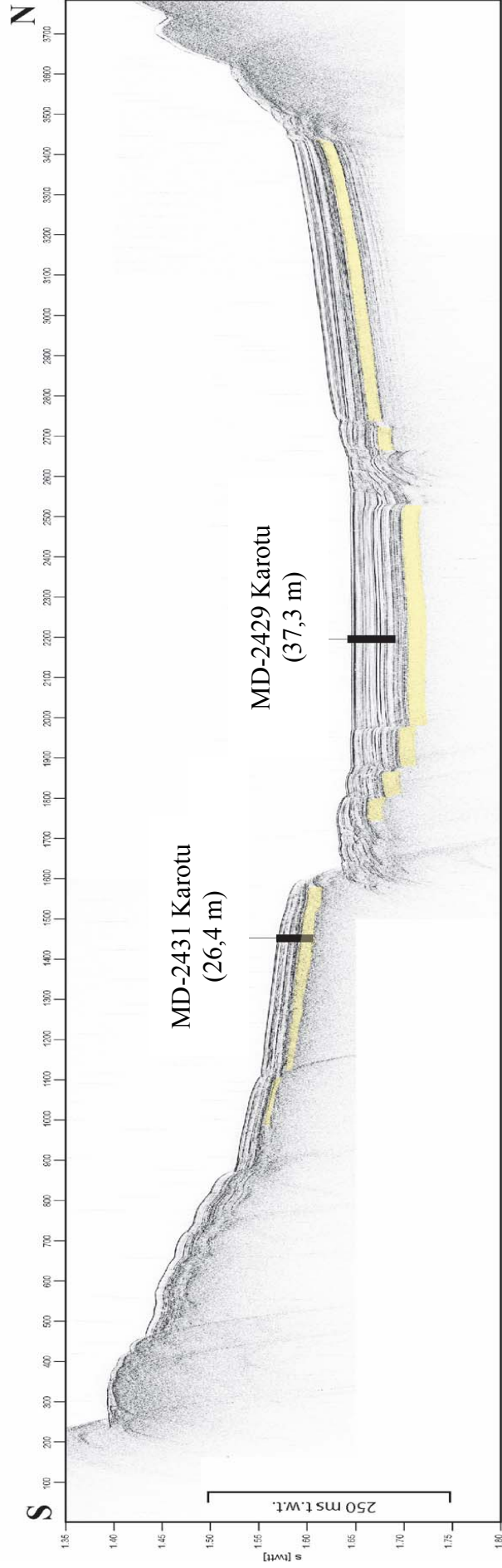


Şekil 1.2 : Marmara Denizi Orta Çukurluğu'nun Morfolojisini gösteren batimetri haritası



Şekil 1.3 : Orta Çukurluk'un ayrıntıları. Daha büyük bir çek-ayır havzasının içinde gelişmiş diğer çek-ayır havzası. Sarı oklarla gösterilen açılma yönüyle ilişkili olarak normal aşmalı (echelon) faylar görülmektedir (Armijo, ve diğ., 2002).

Beck ve diğ., (2007) Marion-Dufrense araştırma gemisi ile Marmacore Projesi kapsamında 1250 ve 1200 m derinlikten alınan iki karotta türbidit ve homojenit birimlerini çalışmıştır. Bu karotlarda izlediği derin çukurluk çökel istifinin yaklaşık



Sekil 1.4 : Beck. ve diğ.. (2007) 'nin çalıştığı karot lokasyonları

%75(?) 'nin türbidit ve homojenit birimlerinden oluştuğunu saptamıştır. Bu birimlerin en kalını 6-8 m kalınlıkta olup altta keskin bir sınırla gelen 2 m kalınlığında bir iri kum tabakası ile üstte 6 m kalınlığında homojen bir çamur tabakasından oluşmuştur (Şekil 1.4). Bu türbidit-homojenit biriminin 16 ky önce depremle tetiklenmiş bir tsunami sonucu çökeldiği belirtilmiştir. Şekil 1.4'deki sismik profilde, bu türbidit-homojenit birimi homojen akustik bir tabaka olarak gözükmemektedir. Bu tabaka, Orta Çukurluk'un derin kısımları ile sınırlanması, yamaçlara doğru keskin bir şekilde sona ermesi ve derinliğin artmasıyla kalınlığın da artması gibi özelliklere sahiptir (Beck, ve diğ., 2007).

1.4 Marmara Denizi Depremselliği

KAF boyunca oluşan yıkıcı depremlerin büyüklükleri çoğunlukla 5.5 ile 8 arasındadır. Bunlar ortalama odak derinlikleri 10 ile 15 km olan sığ depremlerdir. Kuzey Anadolu fayı boyunca depremler, yer yer boşluklar bırakarak zaman içinde doğudan batıya doğru göç ederler. Yirminci yüzyıl içinde Kuzey Anadolu fayının Bingöl'den Tuzla'ya kadar olan kesimi kırılmasını tamamlamış olduğundan bundan sonra kırılacak kesim batıda büyük olasılıkla Marmara Denizi içinde olacaktır.

Yaltırak (2002)'deki modele göre, hareketin fay saçaklarına aşmalı olarak aktarması sonucu oluşabilecek periyotlar ve büyüklükler hesaplamıştır. Bu modelden elde edilen, Marmara Denizi'nde oluşan 32 tarihsel 2 güncel depremin yerihakkında bilgi veren senaryo, diğer modellere göre tarihsel verilerle çok daha fazla uyumludur. Bu durumda her bir kesimin üzerinde olan depremler ve büyüklüklerine dayanarak olasılık hesabı yapmak mümkündür. Bunun için elde edilen depremler ve her bir kesim için olasılık, teker teker sınırlı sayıda olsa bile gerçek bireylere dayanarak hesaplanabilir. Bunun için depremler arası geçen zamana göre t-Dağılım fonksiyonu uygulanarak günümüzde her bir kesimde daha önce oluştuğu hesaplanan depremlere göre olasılık hesabı yapılmış ve Tablo 1.1'de bu modele göre Marmara faylarında deprem olasılıkları dağılımı verilmiştir (Yaltırak, ve diğ., 2003). Tarihsel depremlere bakıldığında İstanbul'u önemli ölçüde etkileyen çok yıkıcı deprem aralıkları 250-500 yıl gibi uzun dönersellikler göstermektedir. Ancak deprem tekrarlanma aralığı ve depremlerin hangi segment üzerinde ne zaman oluştuğu tartışmalıdır. Bu da deprem riski değerlendirmesini güçleştirmektedir.

Tablo 1.1 : Marmara Faylarında deprem olasılıkları dağılımı (Yaltırak, ve diğ., 2003)

YIL	GAZİKÖY	BATI MARMARA	ORTA SIRT KUZEV FAYI	DOĞU SIRT BATISI	DOĞU MARMARA	İZMİT
2002	%0,01	%29	%34	%37	%65	%0,03
2007	%0,02	%41	%45	%46	%70	%0,03
2012	%0,02	%53	%55	%54	%75	%0,03
2017	%0,02	%65	%66	%63	%79	%0,04
2022	%0,02	%75	%75	%71	%82	%0,04
2027	%0,02	%83	%82	%78	%85	%0,05
2032	%0,03	%88	%87	%83	%87	%0,05
2037	%0,03	%92	%91	%87	%89	%0,05
2042	%0,03	%94	%93	%90	%90	%0,06
2047	%0,04	%96	%95	%92	%92	%0,07
2052	%0,04	%97	%96	%94	%93	%0,07
2057	%0,05	%98	%97	%95	%94	%0,08
2062	%0,06	%99	%98	%96	%94	%0,09

Deniz içinde oluşan deprem mekanizmaların çözülmesi de çok önemlidir. Bölgedeki deprem mekanizma çözümlerinin hem normal hem de doğrultu atımlı bileşeni bulunmaktadır (Taymaz ve diğ., 1991). Öncel, (1992) ve Öncel ve Alptekin, (1995) 'e göre; Doğu Marmara içinde depremlerin istatistiksel olarak tekrarlanma aralıkları, $M > 7$ için $T=264$ yıl, $M > 6.5$ için $T=70$ yıl, $M > 6.0$ için $T=21$ yıl olarak verilmektedir. Buna göre $M > 6.5$ gibi bir depremin 70 yılda olma olasılığı %77'dir. Yani Marmara Denizi ve çevresindeki deprem tekrarlanma aralığı oranı KAF'ın doğu kesimlerine nazaran daha seyreklerdir. Çok yıkıcı depremlerin yineleme aralıklarına bakacak olursak, Adapazarı yöresinde 7-30 yıl, Doğu Marmara'da 130-160 yıl ve Batı Marmara'da 80-100 yıldır. Bu durum yer yapısının kırılabilirliğine ve doğudan gelen stres aktarımına bağlıdır (Öncel, 1992; Öncel ve Alptekin, 1995). Marmara Bölgesinde $5.5 < M < 6.0$ olan depremin ardından aynı büyüklükteki depremin 1 yıl içinde olma olasılığı ise % 50'dir (Altınok ve Koçak, 1999).

Trakya'nın merkez kısmı dışında Marmara Bölgesinin hemen her yerinde deprem etkinliği vardır. Çatalca'da ve Çekmece gölleri kuzeyinde deprem aktivitesinde yoğunlaşmalar görülmektedir. İzmit Körfezi doğusunda, Manyas Gölü çevresinde, Marmara Adaları güneyinde, Tekirdağ Çukurunda, Saros Körfezi içinde ise deprem etkinliğinin yoğun olduğu gözlenmektedir.

1.5. Önceki Çalışmalar

Marmara Denizi'ndeki türbiditlerin çoğunluğunun sismik etkinliğe bağlı, sismotürbidit olarak çökeldiği düşünülmektedir (Çağatay, 2007). Dolayısı ile çukurluk alanlardaki çökel istifleri eski depremlerin çökel kayıtlarını içeren bir arşiv niteliğindedir. Sismotürbidit birimleri altta kalınlığı bir kaç mm ile bir kaç cm arasında değişebilen kum-silt birimi ile, üstte kalın ve homojen bir çamur tabakasından oluşmaktadır. Altta keskin erozyonal dokanakla hemi-pelajik çökeller üzerine gelir. Üst sınırları ise yarı-pelajik çökellere dereceli geçiş göstermektedir (Çağatay, ve diğ., 2007).

McHugh, ve diğ., (2006) paleosismolojik metodlarla, Holosen sismik ve tektonik etkinliğini sismotürbiditleri araştırarak, Tekirdağ ve Orta Çukurlukta 7'den büyük deprem kayıtlarını ile eleştirip çalışmışlardır.

Sarı ve Çağatay (2005), Çınarcık Çukurluğundan alınmış iki gravite karotunun (CAG-3 ve C-15) her birinin içerdiği 3 türbidit birimi ile derin deprem kayıtlarıyla olan ilişkilerini 2005'de yaptıkları çalışmada yayımlamışlardır. CAG-3 karotunda 245. cm'deki türbiditin C-14 yaşı M.Ö. 4565±87, C-15 karotunda 61. cm'deki türbiditin C-14 yaşı M.S. 961±43 ve 75. cm'deki türbiditin C-14 yaşı 582±31 olarak bulmuşlardır.

KAF'a benzerliği bakımından oldukça önemli olan San Andreas Fay Sistemi ve Cascadia dalma-batma zonu civarındaki derin deniz türbiditlerini Goldfinger, ve diğ. (2003) Holosen deprem ayırıcı olarak yayımlamıştır.

Nelsen, ve diğ., (2003) yaptığı çalışmada, türbiditleri Holosen'deki büyük depremler için uzun-dönem ayırıcı olarak araştırmışlardır. Ayrıca büyüklük, tekrarlanma aralığı ve bölgenin segmentasyonunda da önemli bir gösterge olarak türbiditleri incelemişlerdir.

Abdeldayem, ve diğ., (2003), bir gravite ve üç çoklu karottan aldıkları numunelerde manyetik doku analizleri yaparak, Japon Denizi'nin kuzey havzasının güney kısmında 1993 Hokkaido-Nansei-oki depremi ile çökeldiği varsayılan türbiditlerin akıntı yolunu ortaya çıkarmaya çalışmışlardır.

Gorsline, ve diğ. (2000), sismik kökenli türbiditler ile taşkınlarla ya da depremlerle oluşan türbiditleri kıyaslamışlardır. Buna göre depremlerle oluşan türbiditler, taşkınlarla oluşana göre beşte biri ya da daha az hacme sahiptir.

Nakajima ve Kanai (2000), Japon Denizi'nin doğusunda olan 1983 ve daha eski depremlerle tetiklenen türbiditlerin sedimenter özelliklerini araştırarak, bu türbiditlerin sismotürbidit olarak yorumlamışlardır.

Shiki ve diğ.,(2000), büyük sismik aktivitelerle üretilmiş çökel akıntıları olarak tanımlanan katastropik olayların yoğun olarak çalışılmamasına değinerek; sismik odak, büyüklük, periyod ve sıklığı arasındaki ilişkileri anlamak için kullanılan sedimenter süreçlerin son zamanlarda çalışıldığına dikkati çekmişler ve sismik aktiviteyle, tsunamiyle gelen çökellerin ve sismotürbiditlerin sedimanter özelliklerini giriş makalesi olarak yayımlamışlardır.

Nilsen , (2000) Hilt Bed'deki çoklu veya birleşik türbidit birimlerini inlecemişler ve bunların yapısından hareketle bu birimleri üreten türbidit akıntılarını incelemişlerdir. Buna göre bu birimleri 3 alt bölüme ayırmışlardır ve bunların ya 3 ayrı türbidit akıntısıyla üretilmiş ya da 3 ayrı olayla tetiklenmiş olduğunu belirtmişlerdir.

Kneller ve Buckee, (2000) türbidit akıntılarının sıvı ve yapısal mekanizmasını incelemişlerdir. Bu akıntılarının yoğunluk akıntısı olmasının yanında piroklastik akıntılarla da benzer davranışlar gösterdiğini; yüksek yoğunluklu dağılmış akıntılarının önemi ve yapısı hakkındaki tartışmalara son vererek “flaksotürbidit” terimini ortaya atmışlardır.

2. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ (MATERYAL- METOD)

2.1 Çökel Karotları

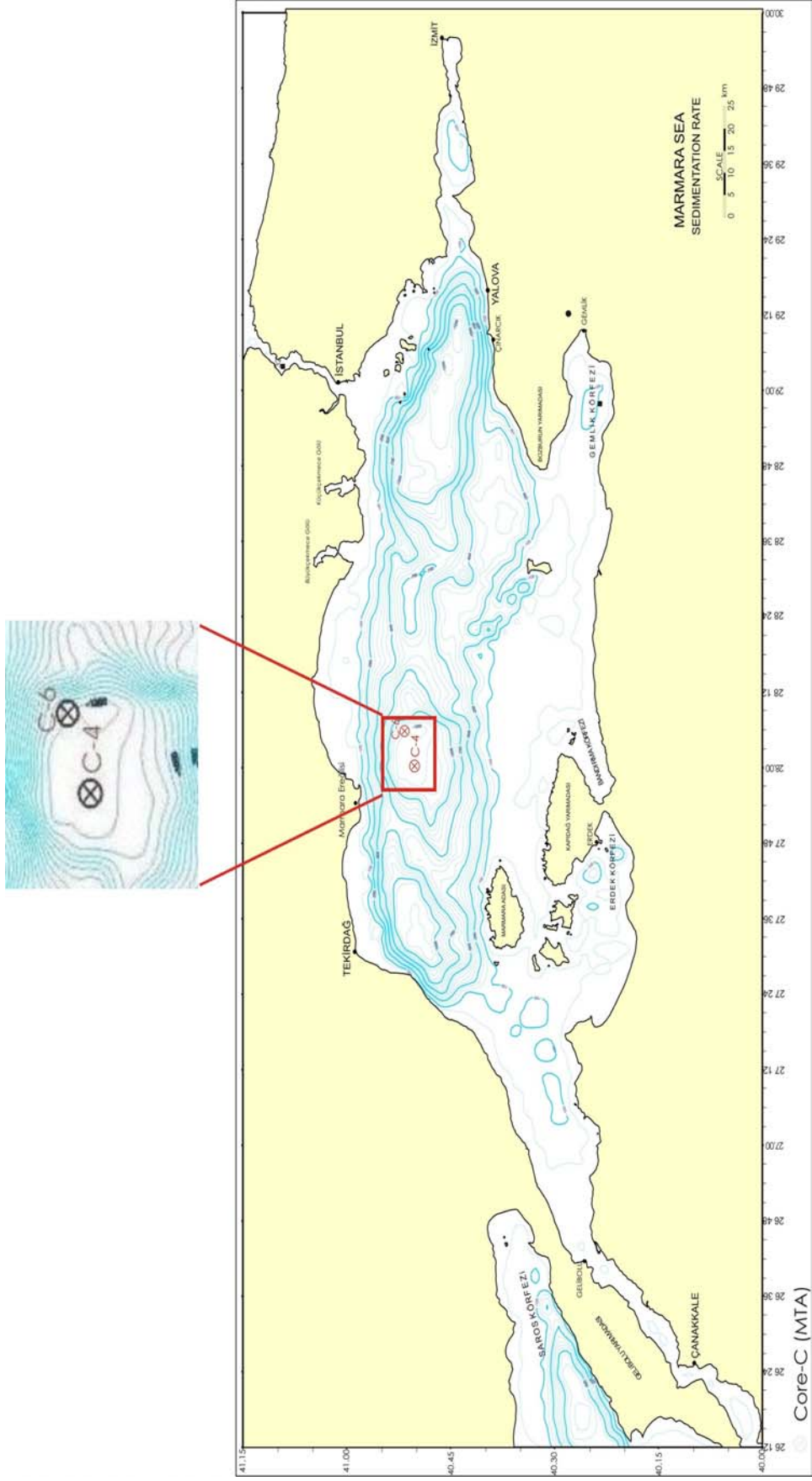
C-4 ve C-6 karotları Orta Çukurluk'tan MTA Sismik-1 Gemisi ile 2003'de alınmıştır. C-4 karotu 1241 m derinlikten; $28^{\circ} 0' 029''$ boylam ve $40^{\circ} 50' 167''$ enleminden; C-6 karotu, 1204 m derinlikten; $28^{\circ} 01' 029''$ boylam ve $40^{\circ} 51' 826''$ enleminden alınmıştır (Şekil 2.1).

2.2 XRF Karot Tarayıcı (ITRAX Core Scanner)

Modern paleoşinografik ve sedimantolojik araştırmalar çoğunlukla yüksek çözünürlükte karot analizleri ile yapılmaktadır. Yüksek-çözünürlükteki kayıtlar, küçük ölçekli özelliklerin anlaşılmasında ve iklim değişikliği gibi çalışmalarda kullanışlı olmaktadır. XRF tahrip edici olmayan ve kısa zamanda yüksek çözünürlükte veri sağlayan bir tekniktir (Kido, Y., ve diğ.,2006). XRF 'de sediment yüzeyinin temiz ve pürüzsüz olması verilerin doğruluğunu çok etkilemektedir.

“ITRAX karot tarayıcısı” ile üç tür analiz gerçekleştirilmiştir.

1. X-ışınları floresans = X-ray fluorescence (XRF) yöntemi element analizleri ile karot boyunca her 200µm de bir ayrıntıda gerçekleştirilerek 15 civarında elementin kimyasal analizi yapılmıştır. Bu şekilde karot boyunca zaman içerisinde çökelme havzası ve havzanın drenaj alanında oluşan ortamsal değişimlerin kayıtları incelenmektedir.
2. X-ışınları radyografisi (X-ray radiography) ile karotlar 20µm de bir taranarak sayısal sedimanter yapı (tabakalanma yapısı ve laminasyon gibi) görüntüleri elde edilmiştir.
3. Üç ana renk dalga bandında sayısal renk görüntüleri ile yine karot boyunca zaman içerisinde oluşmuş tabakalanma ve laminasyon gibi sedimanter yapılar saptanmaktadır.



Şekil 2.1 : Marmara Denizi batimetri haritası ve karotların Orta Çukurluk'ta yerleri

Şekil 2.2’de fotoğrafı görülen XRF karot tarayıcısında XRF analizleri, X-ışınlarının atomun iç kabuğundan bir elektronu koparması esasına dayanır. Açığa çıkan boşluğu, dıştaki kabuktan gelen bir elektron doldurur. Elektron, elektromanyetik radyasyonun oluşumundaki fazlalık enerjisini bırakır. İki elektron kabuğu arasındaki enerji farkına eşit olan bu fazlalık enerji, X-ışını olarak yayımlanır. Böylelikle, kabuğun her bir çifti karakteristik radyasyon üretir ve her atom, dalgaboyu spektrasını ve kendi enerjisini yayar. İlk çıkan X-ışını küçük hacimle etkileşir, böylelikle yayılan karakteristik X-ışını ince yüzeysel tabakadan veri içermektedir.



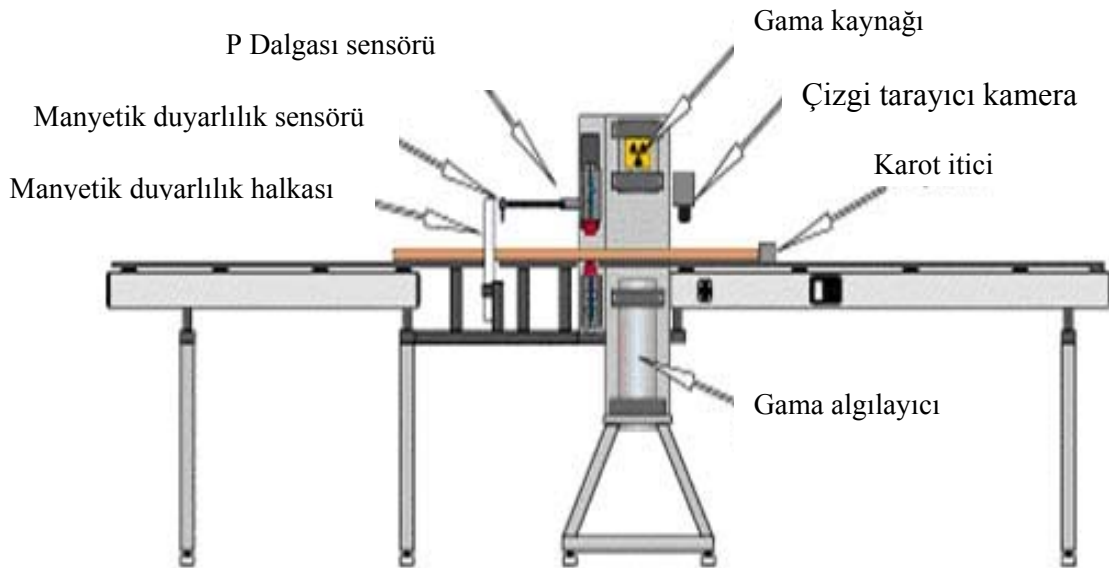
Şekil 2.2 : ITRAX Karot tarayıcı

Numunedeki elementlerin derinlik tepkisi, ışılan radyasyonun dalga boyuna ve matriksin kimyasal içeriğine bağlıdır (Jenkins ve De Vries, 1970). Al ve Si gibi hafif elementler için, bu derinlik yaklaşık bir kaç μm , Ca için μm ’nin onda biri, Fe için bir kaç yüz μm ’dir. Işıyan radyasyon, değişik elementler için EDS (energy dispersive spektrometre) yardımı ile ölçülür.

2.3 Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı (MSCL-GEOTEK Multi Sencor Core Logger)

EMCOL Karot analiz laboratuvarında bulunan GeoTek-MSCL (Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı) öncelikle bütün verilerin toplanması açısından oldukça elverişli bir alettir. P-dalga hızı, Gamma yoğunluğu, manyetik duyarlılık, elektrik öz direnci, renk imajinasyonu ve gamma yoğunluk sensörlerini içermektedir. Bu analizi hem tam karotta hem de ayrılmış yarım karotlarda yapabilmektedir. Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı (Multi Sensor Core Logger - MSCL), değişik koşullar altında sediman veya kaya karotlarında çeşitli fiziksel özellikleri, hızlı, doğru ve otomatik olarak jeofizik ölçümleri ile sağlamaktadır. Tamamen otomatikleştirilmiş karot tarama işleminin kontrolü ve verilerin işlenmesi için ‘Windows’ işletim sistemi tabanlı bir yazılım ve bu yazılımın kurulu olduğu masaüstü bilgisayar kullanılmaktadır. Ölçümlerin karot boyunca çözünürlüğü istenildiği şekilde seçilebilmekte olup, bu çalışmada 5 mm ölçüm aralığı seçilmiştir.

Gama ışını azalmasından, kütle ağırlığı azalım katsayısı dahil edilerek yoğunluk ve porozite hesaplanır. Tekrarlanan metodun uygulanması porozite ve yoğunluk değerlerindeki hatayı azaltır. Gama-Ray azalım ölçümünden kuru bulk yoğunluk ve su içeriğini hesaplamada kullanılacak eşitlikler türetilir.



Şekil 2.3 : GeoTek MSCL 'ın basit bir şeması

Cihazın basit bir şeması Şekil 2.3 'de görülmektedir. Cihazın üzerinde bulunan ray ve itici sistem ile her karotun boyu otomatik olarak ölçülmekte ve kullanıcı tarafından tanımlanmış olan adım aralığı ile karotlar sabit sensörlere doğru itilmektedirler. Birbirini takip eden karot bölümleri raylar üzerine elle yerleştirilir ve bilgisayar aracılığı ile işleme sokulur. Böylece aynı karota ait tüm karot parçaları birbirinin devamı olarak ölçülür ve bu ölçüler gerçek zamanlı grafik olarak izlenir. Cihaz üzerine monte edilmiş sensörler, P-dalgası, gama yoğunluk, elektrik öz direnç, manyetik geçirgenlik sensörleridir. Başlıca MSCL ölçüm bileşenleri şunlardır:

1. Karot Kalınlığı: Bu ölçüm, P dalgası sensörü üzerinde yer alan mekanik olarak yaya tuturulmuş bir çift yerdeğiştirme sensörü ile 0.01 mm hassasiyetle yapılmaktadır.
2. Sıcaklık: Bu ölçüm, Laboratuvar sıcaklığını veya her bir karotun sonunda karot içerisine sokularak, karot sıcaklığının PRT probu ile yapılmaktadır. Sıcaklık ölçümlerinin hassasiyeti 0.01°C dir.
3. P-Dalgası Hızı: P-Dalgası ölçümleri ARC (Acoustic Rolling Contact) transducer olarak adlandırılan döner akustik sistem ile yapılmaktadır. Bu sistem özellikle karot tarama işlemi için geliştirilmiştir ve baskın frekansı 230 kHz dir. Bu sistemin diğer eski sabit transducer sistemlerinden farkı, etrafındaki içerisinde sıvı bulunan döner muhafaza sayesinde başka bir akustik temas arttırıcı sıvı kullanmadan akustik teması arttırmasıdır. Ölçümler 50 ns mertebesinde doğruluğa sahiptir ki bu da karot kalınlığına ve kalitesine bağlı olarak yaklaşık % 0.5 hata miktarına denktir. Ölçümlerin kalibrasyonu içerisinde sıcaklığı ve hızı bilinen damıtılmış su bulunan karot borusu ile yapılmıştır.
4. Gama Yoğunluk (GD): Yoğunluk, karot içerisinden geçen gama ışınlarının soğrulmasının ölçülmesiyle belirlenmektedir. Kurşun muhafaza içerisindeki Cs-137 gama kaynağı 5 mm çapındaki kolimatör ile oluşturulan ince gama ışını, karotun içerisinden geçerek diğer taraftaki gama algılayıcısına ulaşır. Bu algılayıcı, karot malzemesinin gama yoğunluk özelliklerine bağlı olarak ışının şiddetini ölçer. Yoğunluk, hesaplama zamanına ve karotun durumuna bağlı olarak %1 hassasiyetle ölçülebilmektedir. Gama yoğunluk ölçümlerinin kalibrasyonu için değişik kalınlıklarda basamaklı alüminyum kullanılmıştır.

5. Manyetik Geçirgenlik (MS): Manyetik geçirgenlik ölçümleri için iki tip sensör mevcuttur. Birincisi halka sensör olup bütün karotlar için kullanılmaktadır. İkinci tip sensör ise nokta sensör olup ikiye kesilmiş yarım karotlarda kullanılmaktadır. Bu çalışmada yarım karotlarda 5mm'den daha iyi çözünürlükte ölçüm yapılabilabilen Bartington MS2E nokta sensörü kullanılmıştır.

6. Elektrik Özdirenç (ER): Elektrik özdirenç ölçümleri, plastik boru içerisinde yer alan karotta bile özdirenç ölçümü yapmaya olanak tanıyan, temassız endüktif bobin sargı ile yapılmaktadır. Özdirenç ölçümleri gözenek suyunun tuzluluğuna karşı oldukça hassas olup, gama yoğunluk ölçümlerinden elde edilen tane boyu bilgisi ile birleştirildiğinde litolojik bilgi elde edilebilir. Ölçümler için kalibrasyon özdirenci bilinen değişik konsantrasyonlarda tuz içeren tuzlu su standartları kullanılarak yapılmıştır. Bu analizin çözünürlüğü karot boyunca 2-3 cm çözünürlüktedir.

2.4 Tane Boyu Analizleri (Particle-Size Lazer-Difraksiyon Tane Boyu Dağılımı)

EMCOL Jeokimya ve Sedimentoloji Laboratuvarında tane boyu analizleri, Fritsch Laser Particle Size Analizörü kullanılarak yapılmıştır (Şekil 2.4).



Şekil 2.4: Particle Size Lazer-Difraksiyon Tane Boyu Dağılımı aleti

Analizör, 0,3-300 µm aralığındaki taneleri ölçmektedir. İçinde bir lens ve lazer ışın kaynağı ile, örneğin tane boyu dağılımı bu lazerle ölçülerek bilgisayarda Analysette 22 programı ile aritmetik ortalama, geometrik ortalama, mode(mod), median, skewness (asimetriklik) ve curtosis (sivrilik veya basıklık) parametreleri tespit edilir.

Tane boyu analizi için, yaş numuneler; karot boyunca türbidit seviyelerinden 0,5 cm, diğer seviyelerden 5 cm'de bir yaklaşık 0,3 g alınmıştır. Behere konulan örnekler, üzerine topaklanmayı önleyici 3 ml % 1'lik calgon çözeltisi ve 10 ml deiyonize su eklenmiştir. Hazırlanan numuneler bir gece laboratuvarında bekletilerek tanelerin birbirinden serbestleşmesi sağlanmıştır. Alet analize hazır hale geldiğinde, beher çalkalanarak homojenleştirilmiş, örnek pipetle alınarak cihazın karıştırıcılı haznesine dereceli olarak transfer edilmiştir. Cihaz yeterli örnek kapasitesine ulaştınca analiz sonuçları Analysette 22 programı ile bilgisayara aktarılmıştır.

2.5 Mineralojik Analiz

Sürme slayt üzerinde çökellerin incelenmesi optik mikroskopla yapılır. Karot boyunca türbidit seviyelerinden ve kil kısımlarından belli aralıklarla toplu iğne ucu kadar malzeme alınıp lamlara sürülmüş ve yine az miktar su ile lamların üstünde sulandırılarak homojen bir şekilde dağıtılmıştır. Bu işlem sırasında su eklerken aynı zamanda da mikroskop altında görüntünün netliği kontrol edilmiştir. Gerekli görüldüğünde malzeme ve su miktarı artırılıp azaltılmıştır. Daha sonra sıcak ısıtıcı tabla üzerinde kurutularak kanada balsamı sürülmüş ve hemen üstü ince lamelle kapatılmıştır. Bu slaytlar karottaki malzemede mineral ve mikrofosil içeriklerinin mikroskop altında incelenmesinde kullanılmıştır.

2.6 Karbon-14 Yaş Tayini

Organizmalar yumuşak doku veya kavrıklarını oluştururken radyokarbon izotopunu okyanus suyundan veya atmosferden alır. Yaşam süreçleri bittiğinde sudan veya atmosferden karbon alımı duracağından ¹⁴C izotopu radyoaktif bozuşmayla azalmaya başlar (Siani ve diğ., 2000).

¹⁴C yaş tayinleri AMS (accelerator mass spectrometry) yöntemi ile Woods Hole Oceanographic Institution'un NOSAMS laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Bunun için karotlarda sismotürbidit seviyelerinin hemen altındaki 2 cm'den alınan 20 gram

malzeme 0.63 μ elek içine alınarak su ile yıkanmış, kurutulmuş ve kurutulan malzemeye mikroskop altında bakılarak, bu malzemedan bentik foraminifer, mollusk, ekinit, ostrakod ve diğerkavkılardan 0,5 mg toplanmış ve bu örnekler diğerkkel malzemesinden yıkanarak arındırılmıştır. Yaşlar, ^{13}C düzeltmesi yapıldıktan sonra günümüzden önce (G..) ^{14}C yılı olarak hesaplanmış ve hata payları $\pm 1\sigma$ olarak tesbit edilmiştir. Takvim yılına göre kalibre edilmiş yaşlar Marmara denizi için yaklaşık 381 yıl olarak bilinen rezervuar düzeltmesi yapıldıktan sonra (Siani ve diğ., 2000), CALIB 5.1 Programı kullanılarak Reimer ve diğ.'ne (2004) göre hesaplanmıştır.

3. KAROTLARIN LİTOLOJİK TANIMLANMASI VE ANALİZ SONUÇLARI

3.1 Karotların Litolojik Tanımlanması ve Mineralojik Tanımlanması

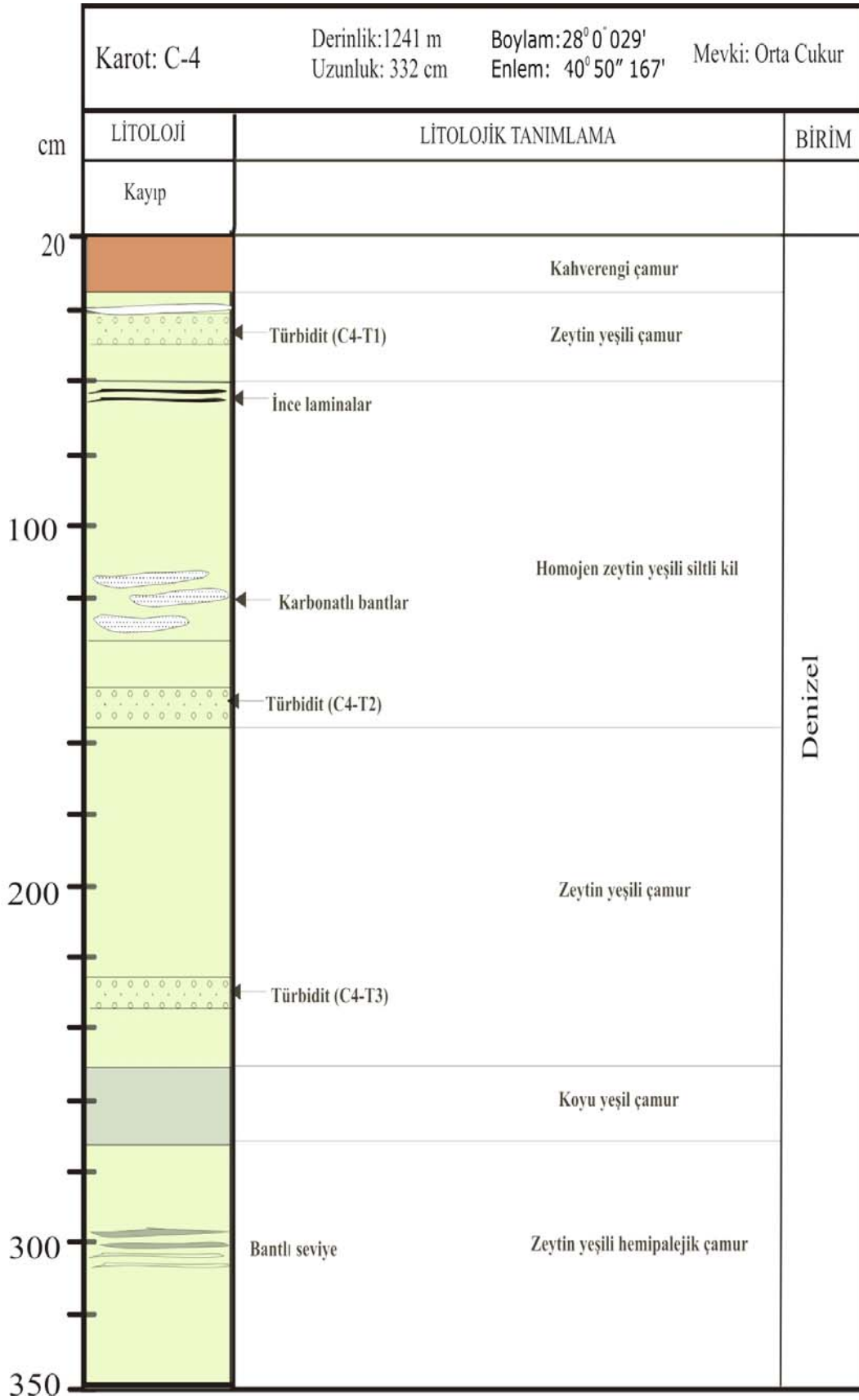
Karotların litolojik tanımlaması, bütün parçalarında gözle yapılarak, çelik şerit metreyle yanına konulmuş ve seviyelerde görülen türbiditler, renkler, özel bir lamina vb. varlığı tespit edilerek şema halinde gösterilmiştir. Ayrıca mikroskopta sürme kesitler ile mineral ve fosil tayini yapılmıştır.

3.1.1 C-4 Karotu

C-4 karotu 332 cm uzunluğunda 4 parçadan oluşmaktadır. Sırasıyla bu parçalar 30, 100, 100 ve 98 cm uzunluğundadır. Daha önce de McHugh, ve diğ.(2006) tarafından 2006'da çalışılan bu karotun ilk kısmının başında yaklaşık 20 cm kadar çökel kaybı olmuştur. Karotun başlangıcı sulu olduğundan buharlaşmayla bu kısım kaybolmuştur. C-4 Karotunun litolojik tanımlaması dikme kesit olarak Şekil 3.1'de verilmiştir.

Okay ve Ergün (2005), yaptığı çalışmada, Kuzey Marmara kıyıları boyunca ağır-mineral içeriğinin opak, epidot ve granat bakımından zengin olduğunu bulmuştur. Kuzeybatı sahillerinde yer alan ikinci ağır-mineral bölgesini mikalar bakımından zengin bir ağır-mineral topluluğu oluşturmaktadır. Bu çalışmalara göre, Tekirdağ havzası'ndaki kumların kaynağı muhtemelen Ganos türbidite sistemi ile ulaşan kuzeybatı sahillerindeki Miyosen kumtaşlarıdır. Orta çukurluktaki kumlar güneyden ve zaman zaman da kuzeyden beslenmektedir. Marmara'nın kuzeyinde genelde Oligosen kumtaşları hakimdir. Orta çukurluktaki mineral bileşimi; % 34 amfibol+piroksen, % 27 biotit, % 16 klorit, % 12 muskovit ve % 11 epidotdan oluşmaktadır (Okay ve Ergün, 2005).

C-4 Karotunda üstteki 20. cm'den itibaren tanımlanmıştır. Kahverengi ve homojen çamur şeklinde gözlenmektedir. 32. cm'den sonra renk zeytin yeşiline dönüşmekte ve yaklaşık 39 cm'de çok ince açık renkte 1-2 mm kalınlığında bir bant bulunmaktadır. 58 ve 63 cm'ler arasında çok belli olmayan laminasyonlar gözlenmektedir. Yaklaşık 74 ve 87 cm derinlikte ince kuruma çatlakları bulunmaktadır. C-4 karotunun 117 ve 128 cm'leri arasında kum merceklerine



Şekil 3.1 : C-4 Karotunun litolojik logu

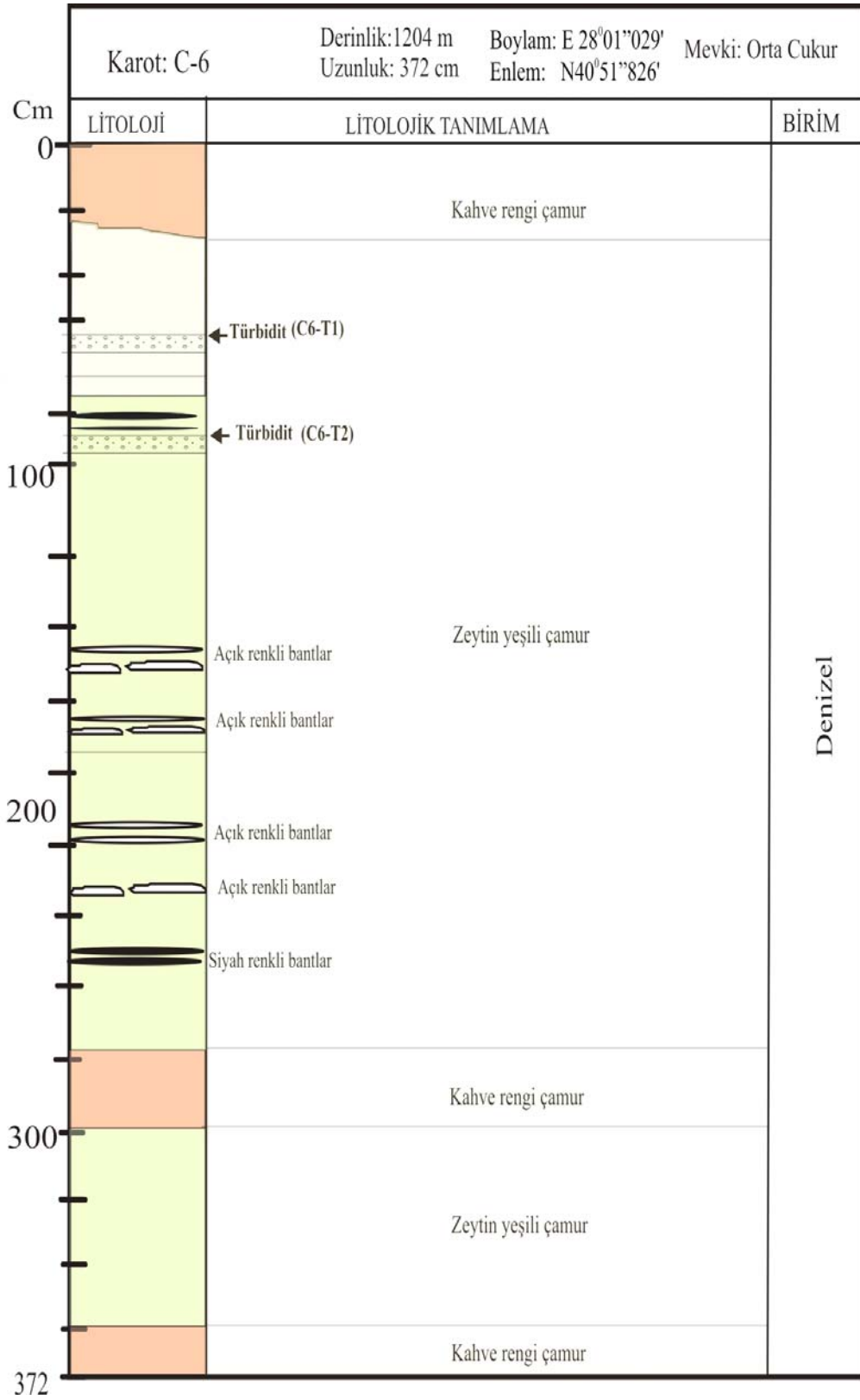
rastlanmaktadır. Karotun rengi tabanına yani 232. cm'e kadar zeytin yeşili olarak devam etmektedir. Karotun 143 ve 147. cm'lerinde açık renkli seviyeler gözlenmektedir. C-4 karotu 24-27cm'ler arasında ilk türbidit birimi (C4-T1), 135-140 cm'ler arasında ikinci türbidit birimi (C4-T2) ve 225-229 cm'ler arasında üçüncü türbidit (C4-T3) birimini içermektedir (Şekil 3.1). Türbidit birimlerinin kaba taneli kısımları üstteki siltli kil kısımlarından kolayca gözle ayırt edilebilmektedir. Türbidit birimlerinin çok ince laminasyonlar içerdiği gözlenmiştir (Bakınız XRF karot tarayıcı analizleri). Karotun 212. cm'de 5 mm'lik siyah bir bant gözlenmiştir. Karotun 249. ve 274. cm'ler arasındaki kısım koyu yeşil çamur olarak gözlenmekte ve yaklaşık 253. cm'den itibaren belli aralıklarla FeS indirgenme lekeleri görülmektedir. Karotta çamur rengi 274. cm'den sonra zeytin yeşilidir. 298 ile 302 cm'ler arasında karbonatça zengin olan bantlar bulunmaktadır.

Yapılan sürme slaytlarda türbidit seviyelerinde mikrofosil olarak bentik foraminifere ve bivalv kavkı kırıntılarına rastlanmıştır. Sürme slaytlarda türbidit seviyelerinde mikrofosil olarak ağırlıklı olarak *Brizalina* sp. ve *Ammonia* sp., ayrıca *Protoglobobulimina* sp. ve *Elphidium* sp. 'a da rastlanmıştır. Mineral içeriği olarak genelde kuvars, kalsit, belirgin klorit ve ayrıca plajiyoklas gibi minerallere rastlanmıştır. Bunlar bentik foraminifer olduğundan sığ bölgelerden ani sismik hareketle taşınmış olduğunu anlıyoruz.

3.1.2 C-6 Karotu

C-6 karotu 372 cm uzunluğunda olup 4 parçadan oluşmaktadır. Sırasıyla bu parçalar 50, 99, 100 ve 91 cm uzunluğundadır. C-6 Karotunun litolojik tanımlaması dikme kesit halinde Şekil 3.2'de verilmiştir.

C-6 karotunun en üstteki ilk 25 cm'lik kısmın sulu çamur olduğundan çökel kaybı oluşmuştur. Karotta 25 cm ile yaklaşık 35 cm arası kahverengi ile zeytin yeşili arasında bir çamurdur. 35. cm'den sonra dereceli geçiş göstererek rengi tümüyle zeytin yeşiline dönüşmektedir. 55 cm'de açık yeşil noktalar bulunmaktadır. C-6 karotundaki iki sismotürbidit birim, bu karotun 2. kısmında olup, sırasıyla 62-67 cm (C6-T1) ile 91-94 cm'leri (C6-T2) arasındadır. Sismotürbiditler C-4 karotundaki gibi gözle görülür biçimde iri tane boyu ve laminasyonlu yapısı ile görülmektedirler. 146. cm ile 150. cm arasında karbonatlı olduğu düşünülen açık renkli bantlar bulunmaktadır. 163. cm'de siyah çok ince laminalar görülmektedir. 169 cm ile 171



Şekil 3.2 : C-6 Karotunun litolojik logu

cm ve 191 ile 194 cm'ler arasında da açık renk bir kaç mm kalınlığında çok ince laminalar bulunmaktadır. Karotun 232 cm'de siyah ince bir bant bulunmaktadır. Karotun rengi son parçasının üstünde yaklaşık 20 cm kadar kahverengi olarak gözlenmektedir. Son kısmı oldukça kuru ve çatlaklı olup, 330. cm'de siyah lekeler görülmektedir. Bu 4. kısmı çok fazla ayırık ve çatlaklı olduğundan XRF Karot tarayıcı ve MSCL-çok sensörlü karot loglayıcısı analizlerinde zorluk çıkmıştır.

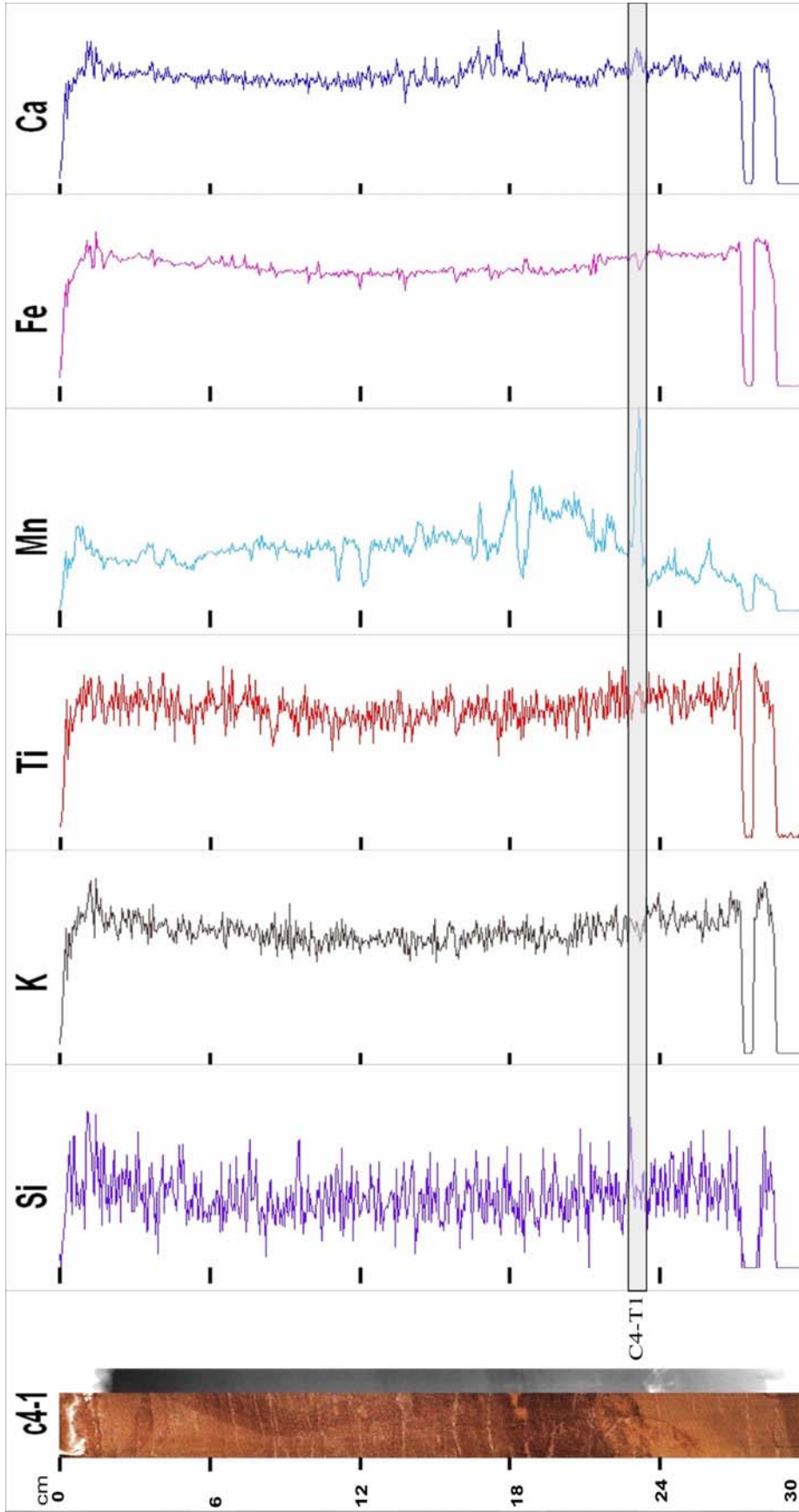
Mikalar hidrolik özelliklerinden dolayı kolayca uzaklara taşınırken opaklar derin havzalara erişmeden birikmekte ve havzalar sahillere göre amfibol-piroksen ve mika mineralleri bakımından zenginleşmektedir. Orta Marmara havzası'ndaki klorit, mika ve amfibol-piroksen minerallerinin varlığı bu kumların doğu ve güney Marmara sahillerinden beslendiğini göstermektedir (Okay ve Ergün, 2005). Sismotürbidit seviyelerinde kuvars, kalsit, plajioloklas gibi mineraller saptanmıştır. C-4 karotundakine benzer şekilde, özellikle Marmara Denizindeki en yaygın tür olan bentik foraminiferlerden *Brizalina* sp., *Ammonia* sp., *Protoglobobulimina* sp. ve *Elphidium* sp. rastlanmıştır.

3.2 XRF Karot Tarayıcısı (ITRAX) Sonuçları

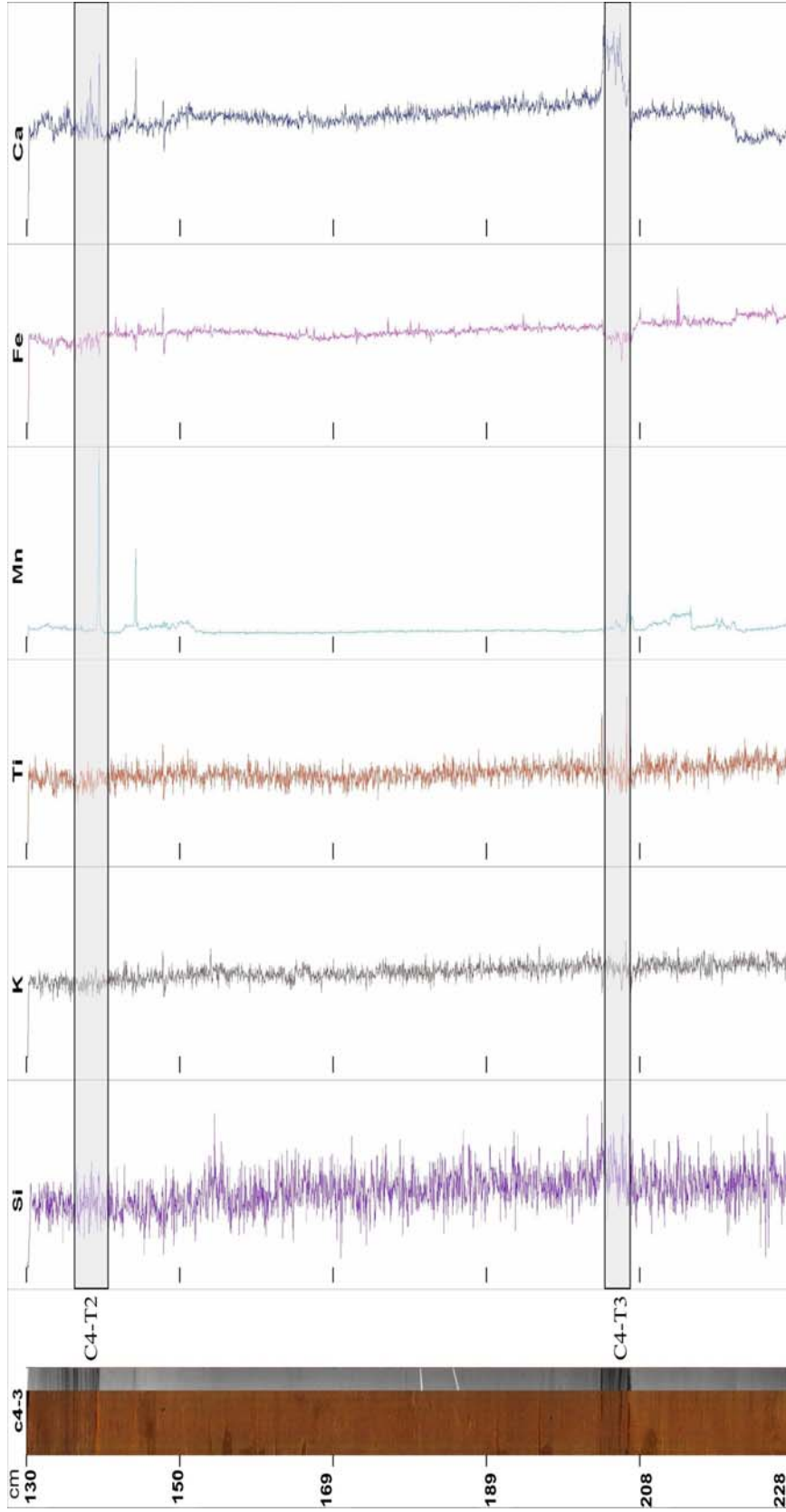
3.2.1 C-4 Karotu

C-4 Karotunda radyografik görüntüsü, üç ana renk dalga bandında sayısal renk görüntüsü ve element dağılımlarının grafikleri Şekil 3.3, 3,4 ve Ek A1, A2'de verilmiştir. Bu grafiklerde görüldüğü üzere, kil boyutunda malzemede radyografik görüntü homojen gri renkte, çatlaklı veya kurumuş olan kısımlarda beyaz, türbidit seviyelerinde çok belirgin laminasyonlar vermektedir. Benzer şekilde üç ana renk dalga bandında sayısal renk görüntüsü kil boyutundaki malzeme için kırmızı renkte, türbidit seviyelerinde kırmızı renkler koyulaşarak laminasyonlar şeklinde ve görülmektedir. Kuru ve çatlaklı kısımlarda ise radyografik görüntüdeki aksine üç ana renk dalga bandında sayısal renk görüntüsünde herhangi bir belirgin fark görülmemektedir.

C-4 karotunun hemen başlangıcındaki elementlerdeki artışlar karotun ilk başlangıcı çok sağlıklı koşullar içermediğinden dikkate alınmamıştır. Karotta Şekil 3.3'de görüldüğü üzere 24,1 cm'e karşılık gelen seviyeye karottaki 20 cm'lik kaybı eklediğimizde bu değer 44 cm'i gösterir (C4-T1). Bu kısımdaki türbidit seviyesini



Şekil 3.3 : C-4 Karotunun 1. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri. Soldaki bant sayısal renk görüntüsü, sağdaki dar bant sayısal X-ışınları radyografisini göstermekte, element değerleri CPS olarak göreceli değerlerdir. Gölge bant aralığı sismotüridit seviyesini göstermektedir.



Şekil 3.4: C-4 Karotunun 3. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri. Soldaki bant sayısal renk görüntüsü, sağdaki dar bant sayısal X-ışınları radyografisini göstermekte, element değerleri CPS olarak göreceli değerlerdir. Gölge bant aralığı sismotüridir seviyesini göstermektedir.

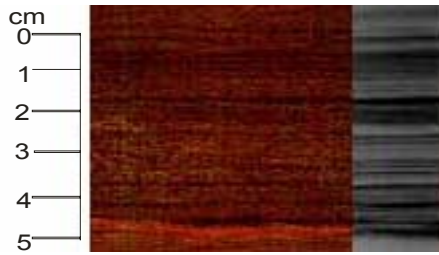
Ca, hemen altındaki Mn piklerindeki gözle görülür artışlar temsil etmektedir. Ayrıca Ti, Si ve K değerlerinde de artışlar görülmektedir. Şekil 3.4'deki karotun diğer iki türbidit seviyesi olan C4-T2, 129,2 cm'in hemen altındaki ve 208,4 cm'in hemen üstündeki görülen seviyeler cm olarak 135. ve 224. cm'leri göstermektedir. C-4 karotunun son türbidit seviyesi C4-T3'dür. Karotun bu parçası çok düzgün ve çatlaksız olduğundan XRF Karot Tarayıcısında radyografik görüntüleri ve fotoğrafları oldukça belirgin şekilde türbiditleri işaret etmektedir.

Türbiditleri tanımlamada önemli bir element olan mangan (Çağatay, ve diğ., 2007), redoksa duyarlı bir elementtir (Jansen, v.d., 1998). Normal bir havzada dip suyunun oksijen içerdiği bir durumda mangan oksitlenerek dibe çöker. Deprem sırasında dip suyunun oksijensiz hale gelmesi ile deprem ve onu izleyen türbidit çökelişi sırasında dip suyu indirgeyici koşullar değiştiğinde ise mangan suda çözünür hale gelir ve çökeltide fakirleşir (Çağatay, ve diğ., 2007).

Mangan ayrıca, diyajenezde de zenginleşebilir. Şekil 3.3'de 21,3. ve 38. cm'lerde görülen Mn pikleri karotun o kısımlarının çatlaklı olduğu ve Ek A2'de 270,09., 298,1., 300,04., 320,2. ve 322,12. cm'lerde görülen Mn pikleri de karotun 4. parçasının kuruma çatlakları içeren ayırık kısımlarıdır.



Şekil 3.5 : C-4 karotundaki 1. türbidit seviyesi (C4-T1; 24-27 cm)



Şekil 3.6 : C-4 karotundaki 2. türbidit seviyesi (C4-T2; 135-140 cm)



Şekil 3.7 : C-4 karotundaki 3. türbidit seviyesi (C4-T3; 225-229 cm)

Şekil 3.5, 3.6 ve 3.7’de yakınlştırılmış görüntülerinde türbiditlerin laminasyonları oldukça belirgindir. Karotun ilk parçası sulu olduğundan ve bu nedenle 20 cm’lik bir kayıp olduğundan Şekil 3.5’ de laminasyonlar belli olmamaktadır. Şekil 3.6’daki türbiditin 11 adet kalın laminasyon, 10 adet daha ince laminasyonlar bulunmaktadır. Şekil 3.7’de ise daha ince olan türbidit seviyesi 5 adet kalın laminasyon ve 3 adet daha ince laminasyonlar içermektedir.

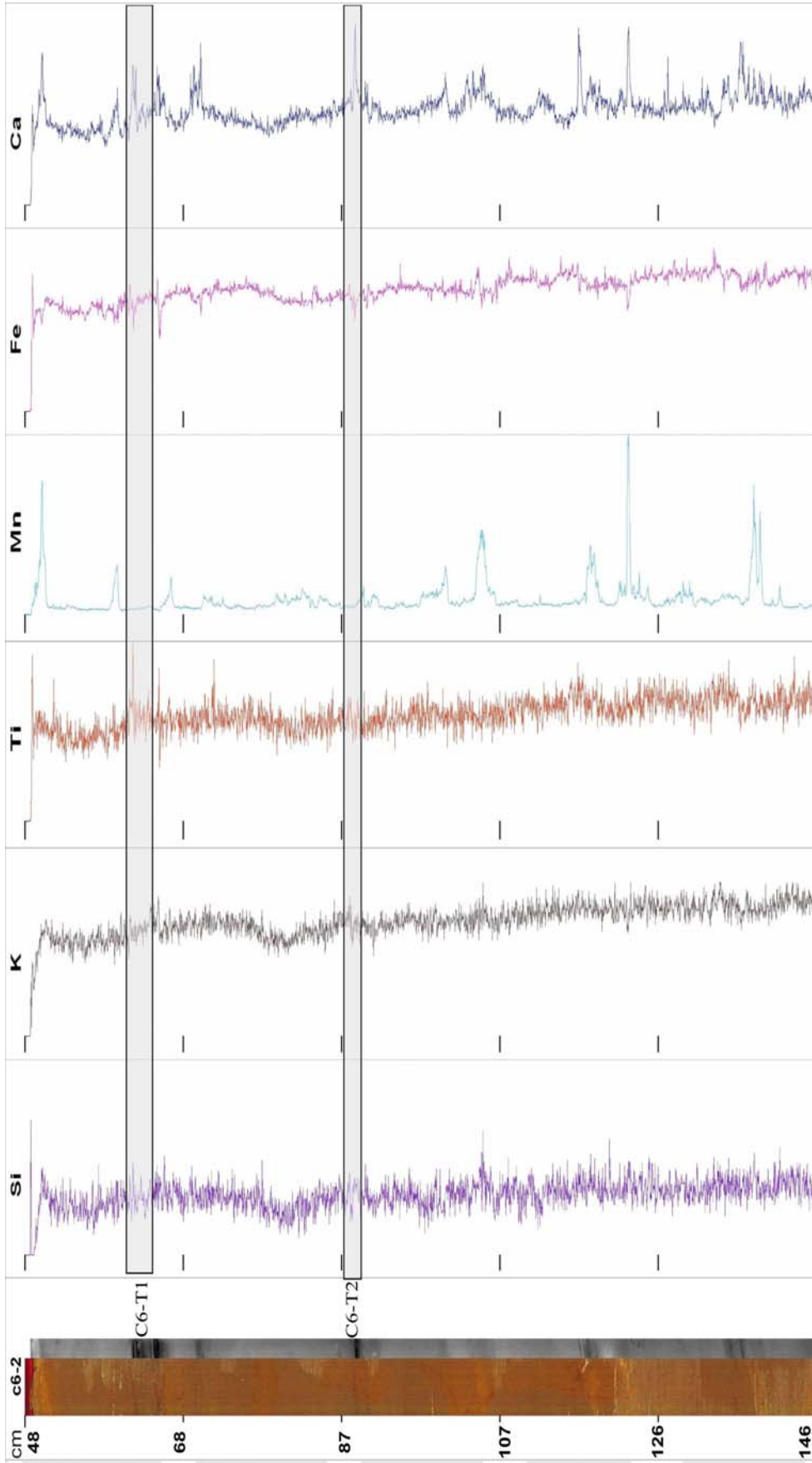
Türbidit seviyelerinde manganda azalma ve kalsiyumda artışlar gözlenirken, titanyum, potasyum ve silisyum gibi kırıntılı girdiyi gösteren elementlerde de artışlar gözlenir. Şekil 3.4’de 167,2. ve 232,9cm.’lerde; Ek A2’de 269,32., 286., 303,8. ve 322,12. cm’lerde demir pikleri gözlenmektedir. Demir de gözlenen yüksek değerler nehir girdisiyle gelen demir oksihidroksidlerin indirgenerek diyajenetik FeS oluşumu ile açıklanabilir. C-4 karotlarında türbidit seviyelerinin hemen altında Mn’daki artışlar Şekil 3.3 ve 3.4’de görölmektedir (Jansen, v.d., 1998).

Şekil 3.3 ve 3.4’de göröldüğü üzere, C-4 karotunda türbidit seviyelerinde Ca ve Mn dışında Ti, Si ve K deprem ile sığdan türbidit akıntısı ile derine taşınarak çökeltiden kırıntı silikat malzeme nedeniyle zenginleşme göstermektedir.

3.2.2 C-6 Karotu

C-6 Karotunda radyografik görüntüsü, üç ana renk dalga bandında sayısal renk görüntüsü ve element dağılımlarının grafikleri Şekil 3.8 ve Ek B1, B2, B3’de verilmiştir. Bu grafiklerde göröldüğü üzere, homojenit olan kil boyutunda malzemede radyografik görüntü homojen gri renkte, çatlaklı veya kurumuş olan kısımlarda beyaz, türbidit seviyelerinde çok belirgin laminasyonlar vermektedir. Benzer şekilde üç ana renk dalga bandında sayısal renk görüntüsü kil boyutundaki malzeme için kırmızı renkte, türbidit seviyelerinde kırmızı renkler koyulaşarak laminasyonlar şeklinde ve görölmektedir. Radyografik görüntüdekinin aksine üç ana renk dalga bandında sayısal renk görüntüsünde herhangi bir belirgin fark görölmemektedir.

C-6 Karotunda iki türbidit birimi görölmektedir. Karotun 2. parçasında bulunan ilk türbidit birimi olan C6-T1, 62-67. cm’ler arasında; ikinci türbidit birimi olan C6-T2 91-94. cm’ler arasında bulunmaktadır. XRF Karot Tarayıcısından alınan diyagramda (Şekil 3.8), C-4 karotunda olduğu gibi Ca ‘da artış ve hemen altında Mn’daki piklerle görölmektedir.



Şekil 3.8: C-6 Karotunun 2. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri. Soldaki bant sayısal renk görüntüsü, sağdaki dar bant sayısal X-ışınları radyografisini göstermekte, element değerleri CPS olarak göreceli değerlerdir. Gölgeli bant aralığı sismotüridit seviyesini göstermektedir.

Türbidit seviyelerinde Kalsiyum en önemli element olarak içerdiği kavkı sebebiyle belirgin bir artış göstermektedir. C-6 karotunda Ca, bu karotun 2. parçasının 12. cm’de arasında pik değeri ve yine aynı parçada 41.cm’ de pik değeri göstermektedir. C-4 karotunda ise türbidit seviyelerinin olduğu ilk parçasında 24. cm’de, 3. parçasında ise 135. cm’de ve 224. cm’de Ca değeri pik noktaları göstermektedir. Görülen bazı Mn anomalileri karotun o kısımlarının çatlaklı ya da ayırık olması nedeniyledir. Çalışmada çatlaksız ve düzgün kısımların pikleri değerlendirilmiştir.

Türbidit seviyelerinde mangan azalma ve kalsiyumda artışlar gözlenirken, titanyum, potasyum ve silisyum gibi kırıntılı girdiyi gösteren elementler de eğer karasal girdi çoksa bunlarda da artışlar gözlenir. Demirde ise görülen zenginleşmeler diyajenetik FeS oluşumu nedeniyledir.

Şekil 3.3, 3.4 ve 3.8’de görüldüğü üzere, C-6 ve C-4 karotlarında türbidit seviyelerinde Ti, Si ve K elementleri zenginleşme göstermektedir. Bu zenginleşme kırıntı silikat mineral yoğunluğu nedeniyledir.

C-6 karotundaki iki türbidit seviyesinin XRF karot tarayıcısında verdiği görüntüler Şekil 3.9 ve 3.10’da büyütülerek gösterilmiştir. Burdaki laminasyonlar oldukça belirgin olarak seçilmektedir. Şekil 3.9 ve 3.10’da türbiditlerin laminasyonları görülmektedir. Şekil 3.9’da görüldüğü üzere C6-T1’de 9 adet kalın laminasyon, 3 adet ince laminasyon; Şekil 3.10’da görüldüğü üzere C6-T2’de 3 adet kalın laminasyon ve 1 adet ince laminasyon bulunmaktadır.



Şekil 3.9 : C-6 karotundaki ilk türbidit seviyesi (C6-T1; 62-68 cm)



Şekil 3.10 : C-6 karotundaki 2. türbidit seviyesi (C6-T2; 91-94 cm)

3.3 Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı (MSCL-Multi Sencore Core Logging)

Sonuçları

3.3.1 Giriş

Türbiditler için; MSCL verilerine baktığımızda, P dalgası hızı, kumlu seviyelerde, mineral bileşimine ve paketlenme derecesine bağlı olarak yüksek olabilir. Poroziteli, çatlaklı veya yumuşak malzemede düşük değerler verebilir. Manyetik geçirgenlik mineral bileşimine ve diyajeneze bağlı olarak değişim gösterebilir. Sülfat indirgenmesine bağlı Fe-Sülfidli zonlarda azalma görülür. Ayrıca manyetik geçirgenlik killi malzemede yüksek, kumlu ve daha kaba boyuttaki malzemede düşük bulunur. Volkanik küllerde de genel olarak yüksek değerler izlenir.

Elektrik direnci gözeneklilik ve gözenek suyunun tuzluluğuna bağlıdır, sulu ortamda geçirgenlik arttıkça elektrik direnci düşer. Başka bir deyişle tuzluluk miktarıyla elektrik direnci ters orantılıdır. Karotların üst kısımlarında tuzluluk ve gözeneklilik miktarı çok olduğu için elektrik direnci düşük çıkar. Dipte ise elektrik direnci yüksek çıkabilir. Bunun sebebi porozite düşüklüğü veya daha tatlı su varlığı ile açıklanabilir. Genel olarak porozite üstten alta doğru düşüş göstermektedir ve yoğunlukla ters orantılıdır. Kumlu malzemelerde porozite düşüken permeabilite yüksek çıkar. Bu tür fiziksel özellikler türbidit birimlerini tanımlamada önemlidir.

Manyetik duyarlılık karot boyunca farklı değerler vermektedir (Şekil 3.11 ve 3.12). Bunun sebebi mineral içeriğinin farklı olmasıdır. Çünkü manyetik duyarlılık malzemenin mineral içeriği ile ilişkilidir. Demirli malzeme örneğin pirotin, magnetit gibi malzemede yüksek değer çıkar. Silisli, karbonatlı veya kavrık malzemede düşük, biyotit varsa yüksek değer çıkar. Türbiditlerde yüksek çıkarken organik maddece zengin (sapropel) ve indirgenme zonlarında düşük çıkar.

P Dalgası hızı, iyi paketlenmiş sıkı malzemede yüksek değer verirken nispeten denizel çökellerde yani çamur gibi sıkı paketlenmemiş malzemede daha düşük değerler gösterir. Çok sulu çamurda daha düşük değerler gözlenir. Ayrıca kırıntılı, kavrık malzemede yüksek değerler verir.

Porozite ile yoğunluk birbiriyle ters orantılı olan iki parametredir. Öte yandan P dalgası hızı ile yoğunluk doğru orantılıdır. Eğer malzeme iyi ve sıkı paketlenmiş ise, porozite düşük, yoğunluk yüksek çıkar.

3.3.2 Elektrik Direnci

Elektrik direnci, Şekil 3.11 ve 3.12’de görüldüğü üzere her iki karotta da genelde düşük değerler vermektedir. Elektrik direnci, türbidit seviyeleri dışında da özellikle her iki karotun son parçalarında artışlar göstermektedir, ancak son kısımları çatlaklı olduğu için bu değerler sağlıklıdır. C-4 karotunda elektrik direnci 40-45 cm’de artış göstermektedir. İlk türbidit seviyesi olan 45 cm’den sonra bu değer düşmekte ve karotun genelinde de 0,55’in altında bir değer göstermektedir. Son parçasında artan değerler bu kısımda karotun çatlaklı olması nedeniyle sağlıklı değildir.

C-6 karotu 20-25 cm arası artış göstermekte, türbidit seviyelerinde ve karotun son kısmı haricinde genelde düşük değerler göstermektedir. Karotların parça bitimi ve diğer parça başlangıç noktalarındaki (section break) artışlar sunni değerler olup; değerlendirmede dikkate alınmamaktadır.

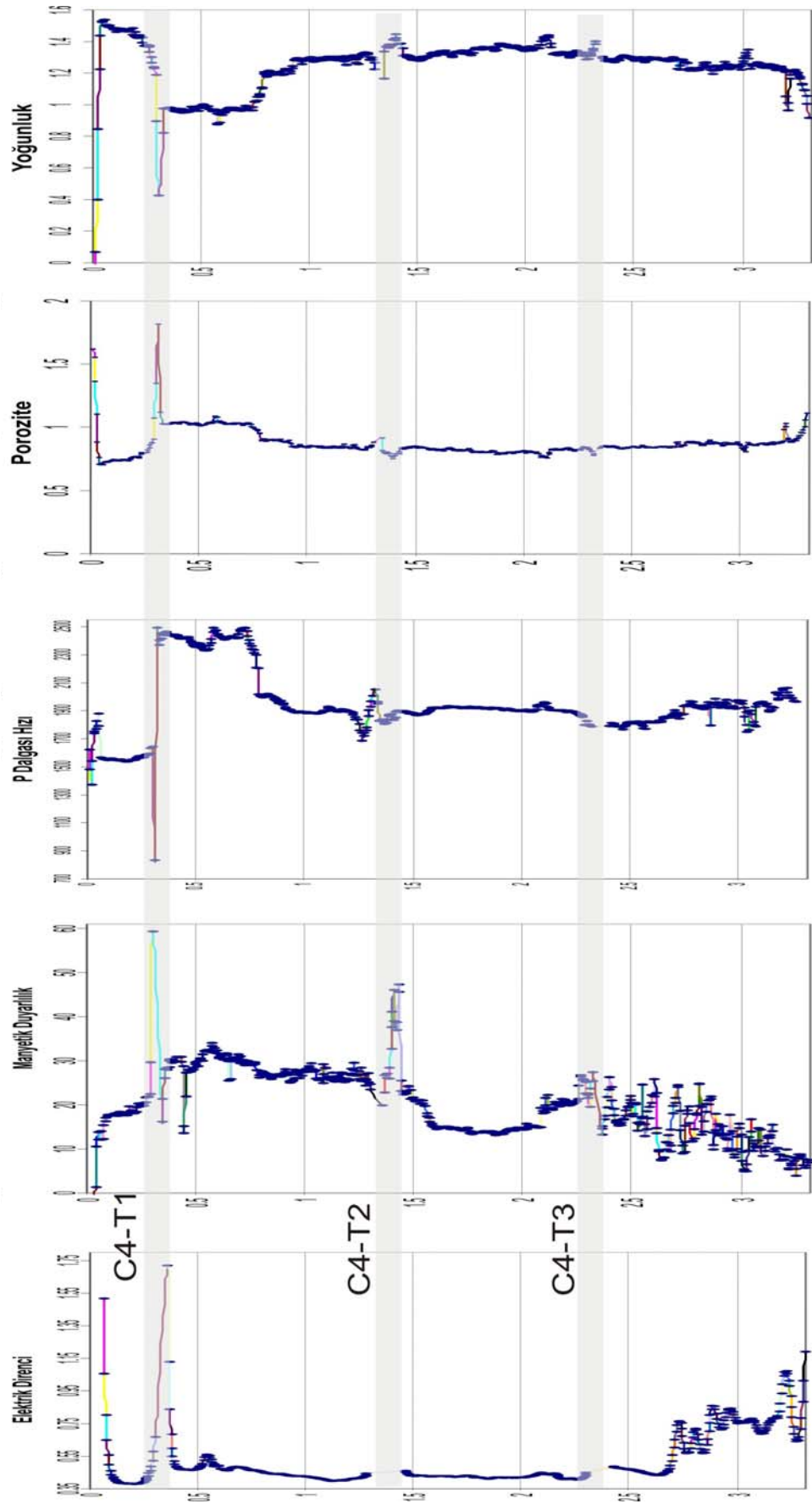
3.3.3 Manyetik Duyarlılık

C-4 karotunda ilk ve ikinci türbidit seviyelerinde artış göstermektedir (Şekil 3.11). 50-150 cm arasında 30 SI’a yakın bir değer vermekte, ikinci türbidit seviyesinden sonra 15 SI’nın altında bir değer vermektedir. Son türbidit seviyesindeki manyetik duyarlılık değeri beklenenin aksine düşük bir değer vermektedir. Bunun sebebi bu birimin yüksek miktarda quartz ve kavkı içeriğidir.

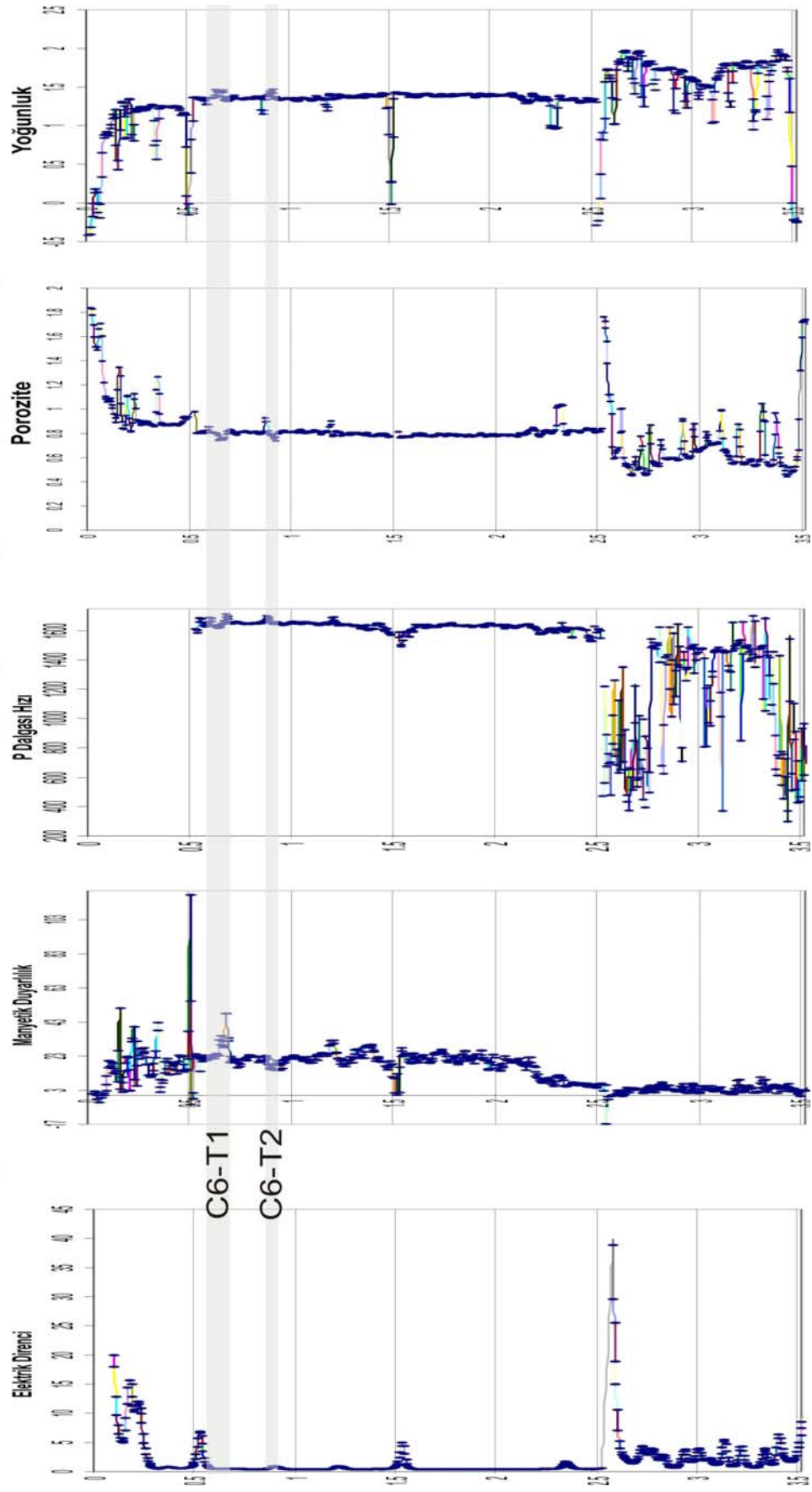
C-6 karotunda ilk kısımda değerler çok farklılık göstermekte, 50 cm’de önemli bir artış göstermektedir (Şekil 3.12). C-6 karotunda ilk türbidit seviyesi yani 62-67 cm’ler arası beklenen artma değerini göstermiş, ikinci türbidit seviyesine kadar düşük bir değer göstermiş ve bu seviyede beklenen artışı görülmemiştir. Bu karotun 120 cm civarında artma değeri gözlenir, muhtemel olasılık bu noktada demirli bir mineralin olmasıdır. Karotun bitimine kadar düşük değerler gözlenir.

3.3.4 P Dalgası Hızı

C-4 karotunda ilk türbidit seviyesinde düşmüş (Şekil 3.11) ve hemen altında artmıştır. Bunun nedeni türbidit birimlerinde yüksek kavkılı bir kısma denk gelmiş olabilir. Bundan sonra çatlaklı olması nedeniyle sabit seyreden değer 75 cm civarında bir kesikliğe uğramıştır. İkinci türbidit seviyesinde artmış, üçüncü de fazla bir değişiklik görülmemiştir. C-6 karotunda (Şekil 3.12) ise ilk kısımda ölçüm yapılamamış, ancak



Şekil 3.11: C-4 Karot loglayıcısı sonuçları



Şekil 3.12: C-6 Karot loglayıcısı sonuçları

50-250 cm arası genelde 1600 m/s değerini göstermiştir. 250-350 cm'ler arasında 300 m/s ile 1600 m/s arasında kuruma çatlakları nedeniyle anomaliler görülmektedir.

3.3.5 Porozite ve Yoğunluk

Türbidit seviyelerinde beklenen normal değer, porozitenin yüksek, yoğunluğun düşük çıkmasıdır. C-4 karotunda (Şekil 3.11) 1'in altındaki porozite değeri ilk türbidit seviyesinde 1,5' un üstüne çıkmış, bu seviyenin altında azalmış ve ikinci türbidit seviyesinde azalması beklenirken artmıştır. Bu seviyede yoğunlukta da artış gözlenmektedir. Sebebi iyi paketlenmemiş olması ya da kırıntı, kavkı içeriğinin az olmasıdır. Son türbidit seviyesinde ise pik gözlenmemektedir.

C-6 karotunda ise (Şekil 3.12) ilk türbidit seviyesinde C-4 karotunun son türbidit seviyesine benzerlik göstermekte, önemli bir miktar artış ve azalma görülmemektedir. Ancak ikinci türbidit seviyesinde porozitede artış, yoğunlukta azalma vardır. Malzeme bu seviyede iyi paketlenmemiş yoğunluğu düşük bir malzemedir.

3.4 Tane Boyu Analizi (Particle Size Lazer Analyser) Sonuçları

3.4.1 Giriş

Tane boyu için EMCOL Sedimentoloji ve Jeokimya Laboratuvarında FRITSCH Laser Particle Sizer lazer-difraksiyon aleti ile aritmetik ortalama, geometrik ortalama, mode, median, skewness ve curtosis parametrelerine bakılmıştır. Mode, en sık tekrarlanan değer; median, ortadaki değer; curtosis, basıklığı ve skewness ise asimetrikliği temsil eder.

Karot boyunca kil olan kısımlarda bu değerler düşük çıkmış, ancak türbidit seviyelerinde tane boyu arttığı için bu değerler orantılı olarak yüksek gözlenmektedir. Akarsu veya türbidit akıntılarının olduğu ortamlarda iri taneler akıntının kaynağına yakinken taneler akıntı aşağıya iriden inceye doğru bir dizilim gösterirler. Plaj/sahil ve sığ deniz ortamlarda tane boyundaki azalma derinliğin artmasına bağlı olarak dalga enerjilerindeki azalma ile ilişkilendirilirler. Skewness değerinin değişmesi, ortamdaki enerjinin değişimini işaret eder. Skewness ile kurtosis, Gauss olasılık eğrisine tane boyu dağılımı yaklaşımı ile bilgi verir. Bölgesel olarak üretilmiş çakıllı nehir kumları veya lagün killi plaj kumları gibi çok kaynaklı

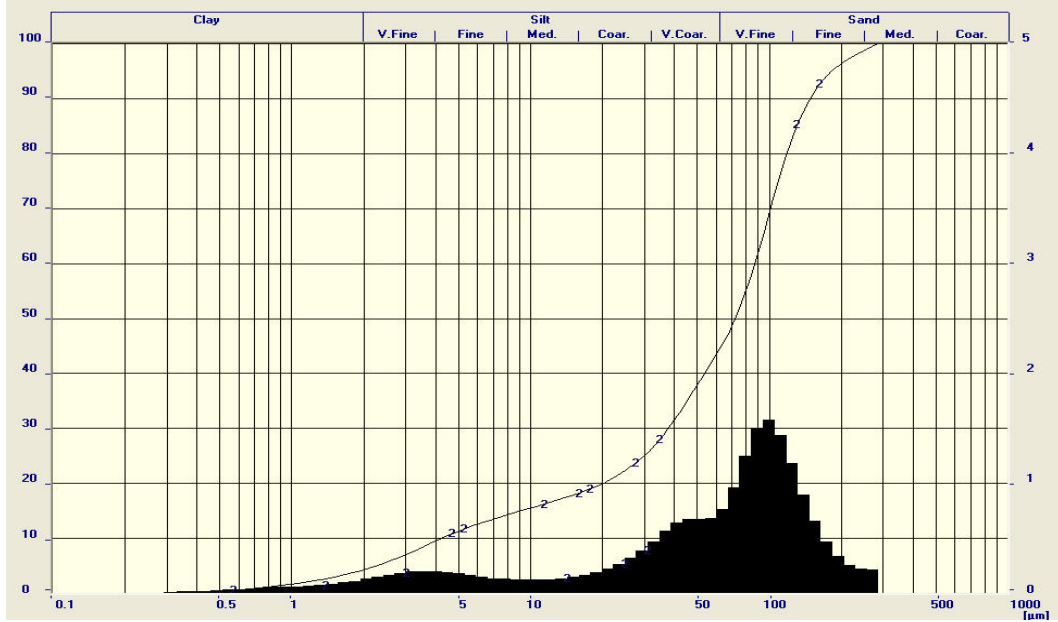
sedimanlar kesin skewness ile kurtosis gösterirler. Plaj kumları, rüzgarla taşınan kumlar gibi tek kaynaklı sedimenlerde bulunurlar. Tane boyu yamukluğu çökme ortamını gösteren önemli bir araçtır.

Mode (mod) en çok görülen tane boyudur. Mode aritmetik ortalamanın kümülatif eğri üzerindeki en dik noktasıdır. Tortulların dağılım eğrileri birden fazla mode içerebilir. Bu yüzden mode, sedimentlerin kökeni ve taşınma şekli hakkında önemli bilgiler verir. Başka bir deyişle birden fazla mode, o sedimentin birden fazla kaynak kayadan taşınmış olabileceğini gösterir. Median kümülatif eğri üzerinde %50 çizgisine karşılık gelen tane boyu değeridir. Ağırlık olarak tanelerin yarısı mediandan kaba, yarısı incedir. Eğrinin uçlarından etkilenmediği için tortulun tüm tane boyunu yansıtmaz. Skewness yani asimetriklik veya çarpıklık ölçüleri, tortulların kümülatif eğrileri, ortalama tane boyu ve boylanma yönünden benzer olabilir. Fakat simetri yönünden değişim gösterirler. Curtosis, normal durumdan uzaklaşmayı yansıtan matematiksel bir ölçüdür. Eğer eğride merkezi bölge uçlara göre daha iyi boylanmış ise eğri aşırı derecede sivri, tersi ise basık sivridir (Oktay, 1985).

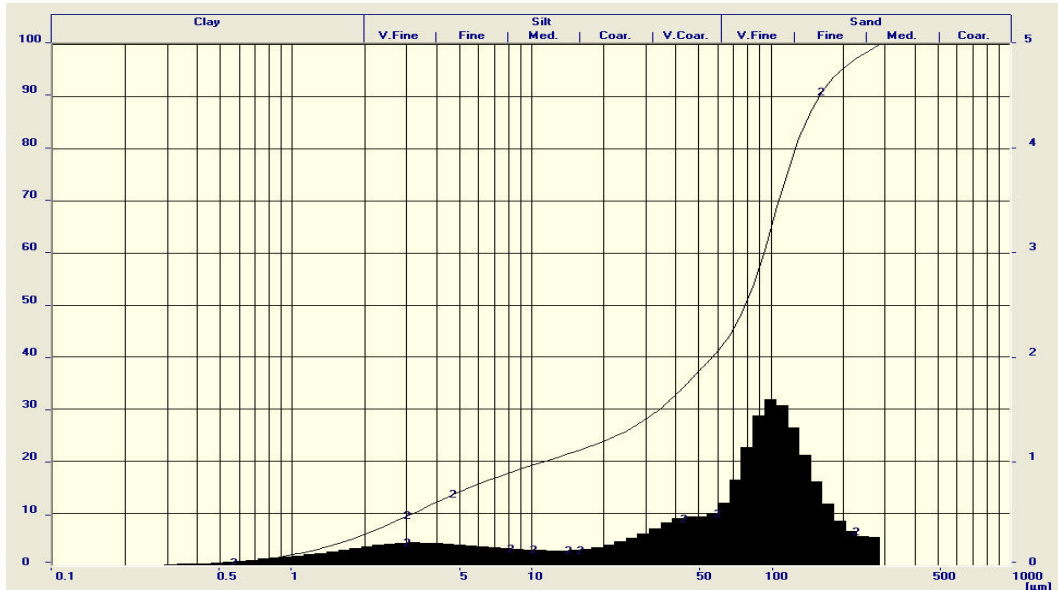
3.4.2 C-4 Karotunda tane boyu analizörü sonuçları

C-4 karotunda 44 cm derinlikteki ilk türbidit seviyesi olan C4-T1 için tanelerin aritmetik ortalaması 75,914 μm değerini göstermektedir. Karotun türbidit seviyesinin altında ve üstünde bu değerler düşmektedir. Türbidit dışı seviyelerde aritmetik ortalama genelde 4 μm olarak görülmektedir. C4-T2 için 79,333 μm , türbiditin altında bu değer yine azalmakta ve C4-T3 seviyesinde 119,518 μm 'yi göstermektedir. Geometrik ortalama, C4-T1 için 44,391 μm , C4-T2 seviyesinde 41,908 μm , C4-T3 seviyesinde 52,751 μm değerini göstermektedir. Türbidit içermeyen karotun 4. parçasında geometrik ortalama genel olarak 5 μm değerini göstermektedir. C-4 karotunda türbidit birimleri üç modlu bir tane boyu dağılımı göstermektedir (Şekil 3.13, 3.14 ve 3.15). Mode değerleri, C4-T1 için 99, 50 ve 3,5 μm ; C4-T2 seviyesinde 101, 50 ve 3,2 μm ; C4-T3 için 282, 40 ve 4,5 μm 'yi göstermektedir. Median değeri C4-T1 için 72,207 μm ; C4-T2 için 78,429 μm 'yi verirken; C4-T3 için 100,078 μm 'dir. Skewness (asimetriklik) değeri çamur kısımlarında genelde 0 veya 0'a yakinken; türbidit seviyelerinde bu değer artmaktadır. C4-T1 için skewness 0,83, C4-T2 için 0,69, C4-T3 için 0,36 bulunmuştur. Curtosis (basıklık) grafikte 0 ile 8 arası değerleri göstermekte, bu değer

çamur seviyesinde genelde 1 ile 2 arası değişmektedir. C4-T1 için curtosis 0,63, C4-T2 için 0,13 ve C4-T3 için -1,19 değerini göstermektedir.



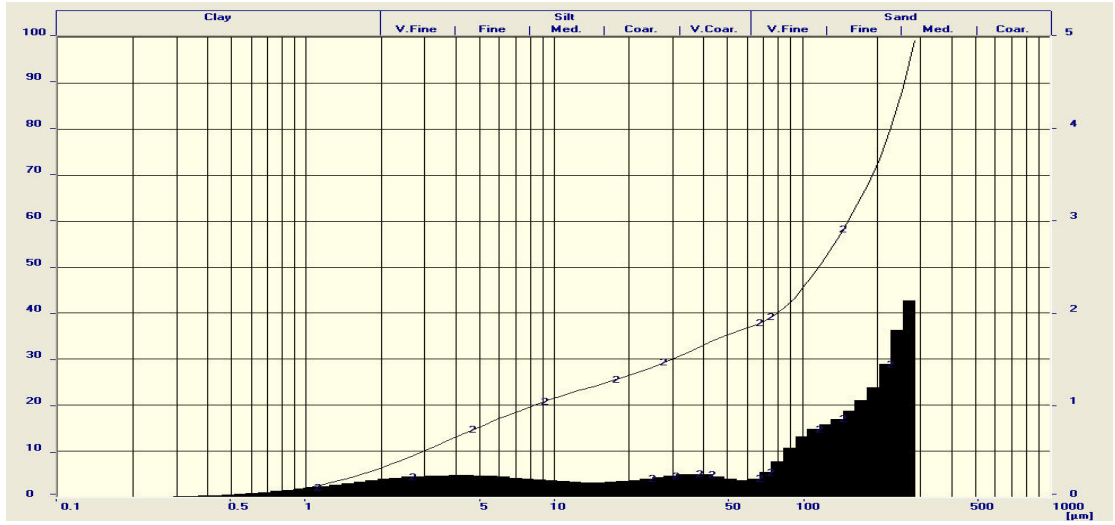
Şekil 3.13: C4-T1 Analysette 22 programı ile ölçülmesi sonucu elde edilen grafik



Şekil 3.14: C4-T2 Analysette 22 programı ile ölçülmesi sonucu elde edilen grafik

Şekil 3.13 ve 3.14 'deki grafiklerde, C4-T1 ve C4-T2'nin aritmetik tane boyu değerleri birbirine oldukça yakın olduğundan grafikleri benzeşmekte, C4-T3 seviyesinde ise tane boyu aritmetik ortalama değeri diğer iki seviyeye oranla fazla olduğu için kuma doğru bir artış yapmakta ancak analizör 300 µm'dan fazla değeri göstermediği için grafik bu noktada sonlanmaktadır (Şekil 3.15). Bu grafiklerden de görüldüğü üzere C4-T1 çok ince-ince kum-silt, C4-T2 çok ince-ince-kum-silt ve C4-

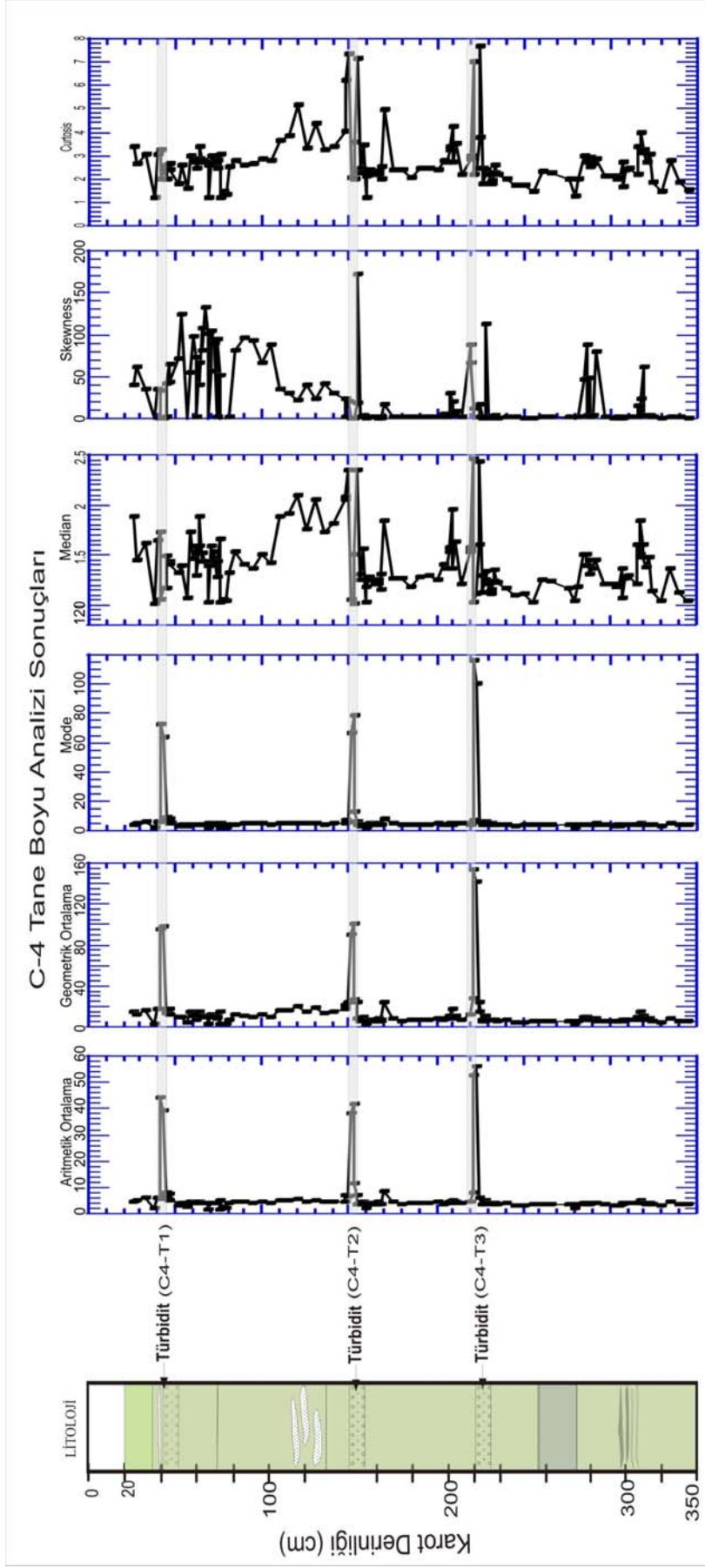
T3 orta-ince kum-silt özelliğindedir. C-4 karotunda tane boyu dağılımı Şekil 3.16'da ve analiz değerleri Tablo 3.1'de verilmiştir.



Şekil 3.15: C4-T3 Analysette 22 programı ile ölçülmesi sonucu elde edilen grafik

Tablo 3.1 : C-4 tane boyu analizi sonuçları

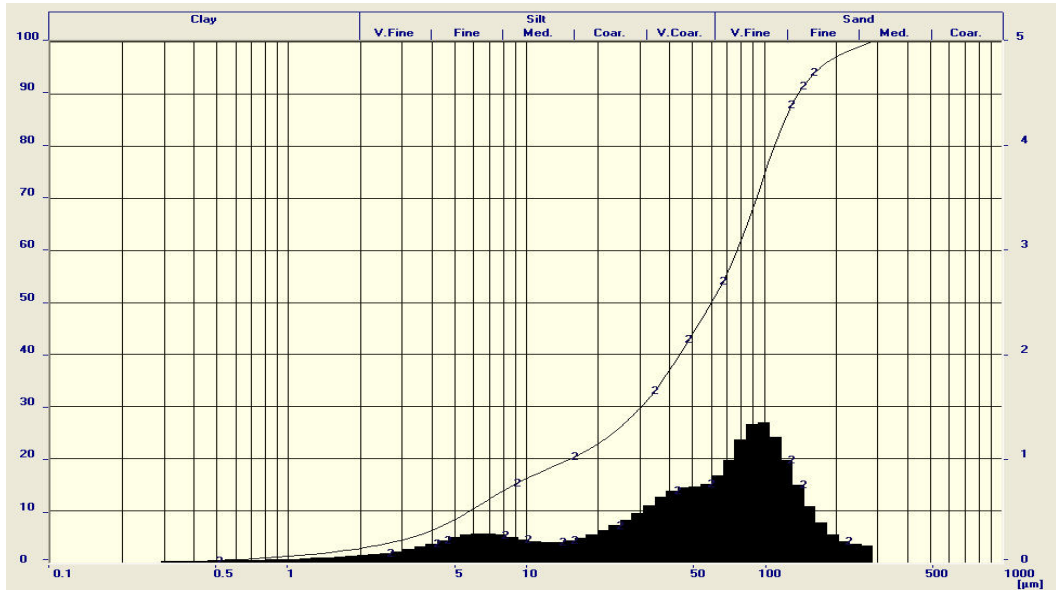
Türbiditler	Aritmetik Ort. (µm)	Geometrik Ort. (µm)	Mode (µm)	Median (µm)	Skewness (+)	Curtosis
C4-T1	75,914	44,391	99	72,207	0,83	0,63
			50			
			3,5			
C4-T2	79,333	41,908	101	78,429	0,69	0,13
			50			
			3,2			
C4-T3	119,518	52,751	282	100,078	0,36	-1,19
			40			
			4,5			



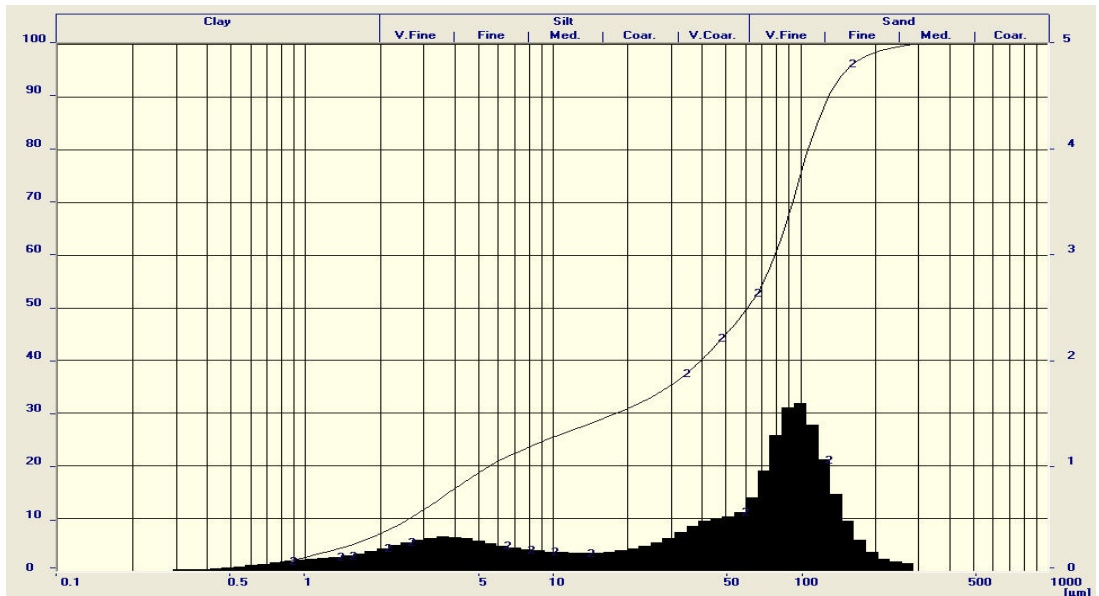
Şekil 3.16: C-4 Tane Boyu Analizi Sonuçları

3.4.3 C-6 Karotunda tane boyu analizörü sonuçları

Aritmetik ortalama, 62-67 cm'ler arasında olan C6-T1'e kadar 3 μm ve 3'ün altında, C6-T1'de 68,645 μm 'ye çıkmıştır. C6-T2 için 63,272 μm 'ye çıkmış ve bu seviyenin altında giderek azalmıştır. Geometrik ortalama, aritmetik ortalamayla orantılı olarak aynı seviyelerde artış ve azalış göstermektedir. C6-T1 için 40,963 μm , C6-T2 için 30,898 μm 'dir. C-4 karotundaki gibi burada da üç modlu tane boyu dağılımı gözlenmektedir. Mode değerleri, C6-T1 için 99, 50 ve 7 μm , C6-T2 için 99, 60 ve 3,5 μm 'dir.



Şekil 3.17: C6-T1 Analysette 22 programı ile ölçülmesi sonucu elde edilen grafik



Şekil 3.18: C6-T2 Analysette 22 programı ile ölçülmesi sonucu elde edilen grafik

Median değeri karot boyunca yaklaşık 0,9 ile 1,8 μm arası değerler göstermekte ve C6-T1 için 60,246 μm , C6-T2 için 61,357 μm 'dir. Skewness değeri C6-T1 için 1, C6-T2 için yaklaşık 0,70 göstermektedir, bu seviyenin altında genelde 0'a yakındır. Karotun 250 cm'den sonrasında değerlerde dereceli bir artış görülmektedir. Basıklığı ifade eden curtosis değeri 0 ile 5 arasındaki değerlerde değişmektedir. C6-T1 için 1,01, C6-T2 seviyesi için 0,27'dir. Şekil 3.17 ve 3.18'de görülen grafiklerde C6-T1 ve C6-T2'nin tane boyu dağılım grafikleri görülmektedir. Her iki grafikde bimodal olup C6-T1, C6-T2'ye oranla aritmetik tane boyu ortalama değeri biraz daha fazla olduğu için kum kısmında daha çok görülmektedir. Grafiklerden görüldüğü üzere her iki türbidit seviyesi çok ince-ince kum-silt özelliğindedir. C-6 karotunda tane boyu dağılımı Şekil 3.19'da ve analiz değerleri Tablo 3.2'de verilmiştir.

Tablo 3.2 : C-6 tane boyu analizi sonuçları

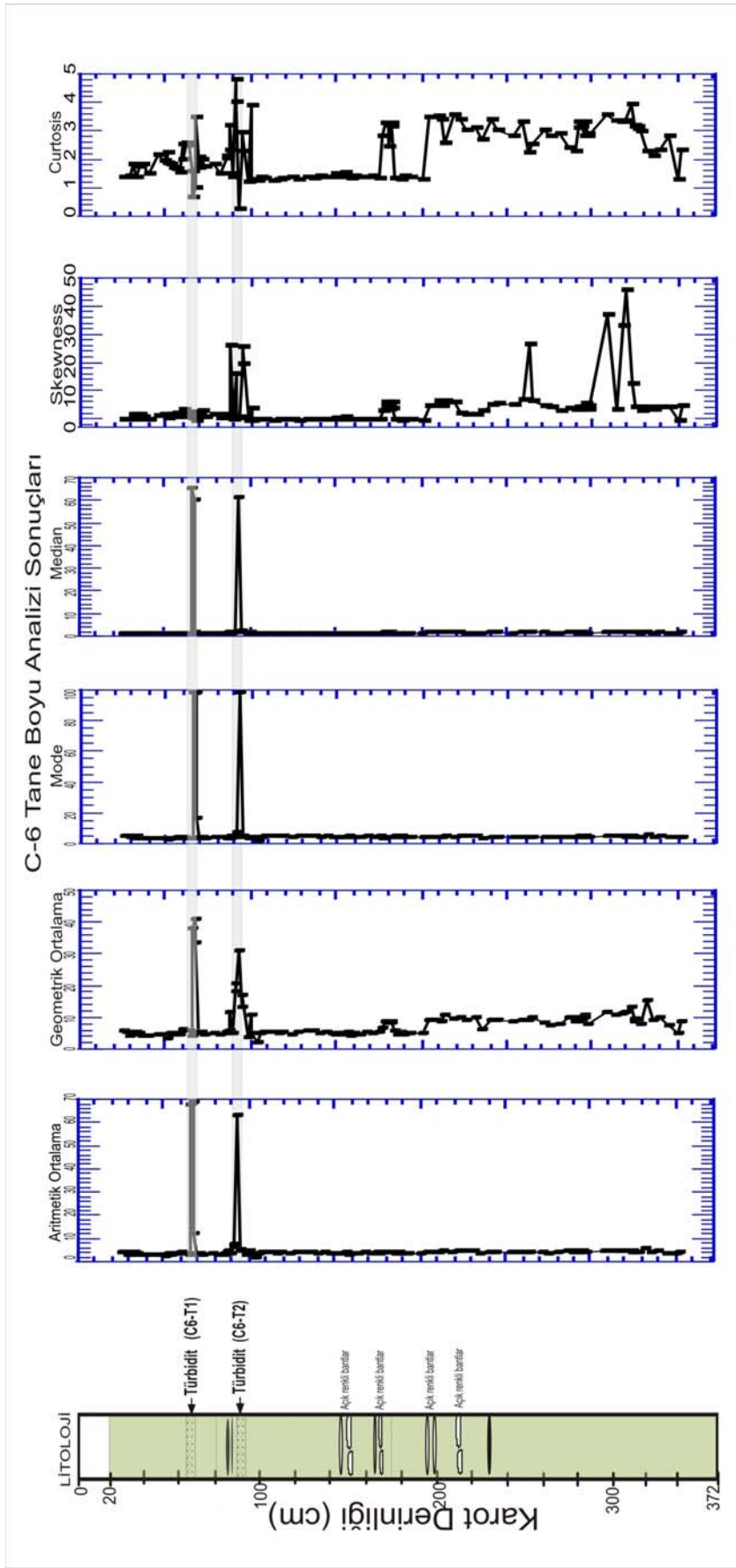
Türbiditler	Aritmetik Ort. (μm)	Geometrik Ort. (μm)	Mode (μm)	Median (μm)	Skewness (+)	Curtosis
C6-T1	68,645	40,963	99	60,246	1	1.01
			50			
			7			
C6-T2	63,272	30,898	99	61,357	0,70	0,27
			60			
			3,5			

3.5 Karbon-14 Yaş Tayini Sonuçları

C-6 karotundaki türbiditler bu çalışmada; C-4 karotundaki türbiditler McHugh, ve diğ. (2006) tarafından AMS ^{14}C yöntemi ile yaşlandırılmıştır. türbidit seviyelerinin altındaki ilk 2 cm'lik yarı pelajik çökelden alınan kavrılardan elde edilen çıkan AMS Karbon-14 yaşları sırasıyla Tablo 3.3 ve 3.4'de verilmiştir.

3.5.1 C-4 Karotunun Karbon-14 Yaş Tayini Sonuçları

McHugh, ve diğ.'lerinin 2006'da yaptığı çalışmaya göre C-4 karotunda türbiditler



Şekil 3.19: C-6 Tane Boyu Analizi Sonuçları

alışılmış ve bunların karbon-14 yaşlandırılması yapılmıştır (Tablo 3.3). Buna göre; C4-T1, M.S. 1333 ile M.S.1432; C4-T2 , M.S. 702 ile M.S. 916; C4-T3, M.S. 606 ile M.S. 820 ya da M..774-M.. 544 arasındaki tarihlerde çökelmiştir.

3.5.2 C-6 Karotunun Karbon-14 Yaş Tayini Sonuçları

C-6 Karotunun iki türbidit seviyesinden alınan kavkılarda karbon-14 yaşlandırılması yapılmış ve sonuçları Tablo 3.4’de verilmiştir. Bu yaşların kalibre edilmiş karşılığı ilk seviye için M.S. 580 ± 40 , ikincisi için M.. 6 ± 70 olarak bulunmuştur.

Tablo 3.3 : C-4 ‘den alınan türbiditlerin C^{14} yaşı ve kalibrasyonu (McHugh, C., ve diğ., 2006)

Karot No	Karottaki taban seviyesi (cm)	Karottaki Kayıpla Son Yeri (cm)	Kalibrasyon ncesi Yaşı ^{14}C yıl	1 σ Hata ile Yaşı	Kalibre edilmiş takvim yaşı (yıl)
C4-T1	45	24	1040	70	M.S.1333- M.S. 1432
C4-T2	155	135	1640	35	M.S. 702- M.S. 916
C4-T3	244	224	1760	35	M.S. 606- M.S. 820
C4-T3	244	224	2930	90	M..774-M.. 544

Tablo 3.4 : C-6 ‘dan alınan türbiditlerin C^{14} yaşı ve kalibrasyonu

Karot No	Karottaki yeri (cm)	Kalibrasyon ncesi Yaşı ^{14}C yıl	1 σ Hata ile Yaşı	Kalibre edilmiş takvim yaşı (yıl)
C6-T1	62-67	2420	M.S. 517-M.S. 639	M.S. 580 ± 40
C6-T2	91-94	1920	M..70-M.S. 65	M.. 6 ± 70

4. TÜRBİDİTLERİN KÖKENİ, YAŞLARI VE TARİHSEL DEPREMLERLE İLİŞKİLERİ

4.1 Karotlardaki Türbiditlerin Kökeni

Türbiditler, son yıllarda paleosismoloji için oldukça önemli bir ayıraç olarak kullanılmaları ve tarihsel deprem kayıtlarını bulundurmaları bakımından önemlidir.

Bu çalışmada, Orta Çukurlukta iki karotta incelediğimiz türbidit birimleri genel olarak altta keskin ve bazen erozyonal bir yüzeyi üzerleyen kavkı kırıntılı, kalınlığı bir kaç mm'den bir kaç cm'ye değişen kum veya silt tabakası ile üstte daha kalın,

Tablo 4. 1: Türbidit ve Sismotürbidit farkı (Nakajima ve Kanai, 2000)

	Normal Türbiditler	Sismotürbiditler
Sedimenter Yapılar	Tek tabaka, Bouma istifi	Düzensiz veya tamamlanmamış
Tane Boyu Değişimi	Normal dereceli	Normal derecelenme, ders derecelenme, tane boyunun kesilmesi, dalgalanma
Bileşimsel Değişim	Tabakalar arası tektip bileşim, tabaka boyunca sürekli bir değişim	Tabakalar arasında farklı bileşim ve tabaka içinde ani kesiklikler
Kaynak	Tek kaynak	Çoklu veya doğrusal kaynaklar
Çökelme İşlemi	Tek bir türbidit akıntısı sonucu çökelme	Aynı veya farklı kaynaklara bağlı güçlü veya büyük türbidit akıntıları sonucu

homojen bir çamur tabakasından oluşmaktadır. Üst sınırları yarı-pelajik çökellere dereceli geçiş göstermektedir. X-ışınları radyografi görüntüsünde alttaki kumlu-siltli tabakaların bir kaç lamina veya tabakadan oluştuğu görülmektedir.

Tablo 4.1’de görüldüğü gibi, Nakajima ve Kanai’nin (2000) yaptıkları çalışmada normal türbiditlerle sismotürbiditler arasında sedimenter yapı, tane boyu değişimi, bileşimsel değişim, kaynak ve çökeltme işlemi bakımından farklar gösterilmiştir.

Çalışmada incelenen türbidit seviyeleri X-ışınları radyografisinde oldukça belirgin lamine yapıları yanında, XRF karot tarayıcı element analizinde Mn profili, tabanda Ca piki, ayrıca kırıntılı girdiyi gösteren Ti, Si ve K göstermesi ile tanınmaktadır. Redoksa duyarlı bir element olarak Mn, deprem sırasında dip suyu koşullarının anoksik hale gelmesi ile türbidit içerisinde azalma gösterir. Ca ise, ani sismik hareketle sığ bölgeden çökelen kavrıkların derin çukurluğa taşınıp çökmesi ile pik yapmaktadır.

Çok sensörlü karot loglayıcısında P dalgası hızı, manyetik duyarlılık, elektrik direnci, porozite ve yoğunluğa bakılmıştır. Bu sonuçlara göre türbidit seviyelerinde P dalgası hızı malzeme iyi paketlenmiş olmadığı için düşük değer vermektedir. Manyetik duyarlılık mineral içeriğine bağlı olarak kırıntı malzemenin bol olması nedeniyle türbidit seviyelerinde yüksek gözlenmektedir. Elektrik direnci genelde her iki karotta da diğer seviyelerde düşük değerler verirken, türbidit birimlerinde yüksek değerler vermektedir. Porozite ve yoğunluk malzemenin iyi veya kötü paketlenmiş olmasına bağlı olan ters orantılı iki parametre olup, türbidit birimlerinde porozite yüksek; yoğunluk düşük beklenmektedir. Ancak bu birimlerde kırıntı ya da kavkı az ise poroziteyi yüksek ve yoğunluğu düşük görülmemektedir.

Tane boyu analizinde görülen sonuçlarda C-4 karotunda tane boyu birinci, ikinci ve üçüncü türbidit birimi için sırasıyla yaklaşık 75, 79 ve 119 μm olarak; C-6 karotunda 69 ve 63 μm olarak bulunmuştur. Karotlarda yapılan mineralojik ve paleontolojik incelemede ; kuvars, kalsit ve klorit gibi minerallere, bentik foraminiferlerden *Brizalina sp.*, *Ammonia sp.*, *Protoglobobulimina*, *Elphidium* gibi türlerle rastlanmıştır. Bentik foraminifer içeriği, sismotürbiditlerdeki malzemenin sığ yamaçlardan taşındığını göstermektedir.

Deprem, sualtı heyelanları (slump) veya volkanik patlamana, zemin kayması, kütle kayması ve akması ve türbidit akıntıları, deniz tabanındaki çökellerin yer

değiştirmesine sebep olan hareketlerdir. Kütle kaymaları, eğimi 0.5^0 'den büyük olan yerlerde ve kısmen de yüksek sismik aktiviteye, yüksek sedimentasyon hızına sahip ve yüksek yamaç eğimli olan bölgelerde de yaygın olarak görülür. Türbidit akıntıları yoğunluk akıntısıdır. Akıntı, seyreltik sıvı-çökel karışımında sıvı türbülansının üst kısımları tarafından süspansiyon malzemedeki çökel parçalarının kalması nedeniyle oluşur. Bu türbülans ise, temel olarak çökel/akma ve etraftaki sıvı sınırları/akma arasındaki sürtünme ile oluşur. Bu yapılar, laminalardaki benzer jeokimyasal bileşim, kalınlıkların üste doğru azalması gibi özellikler, türbiditlerin yansımış (reflected) türbidit olduğunu ve her bir kum-silt laminanın karşı yamaçtan yansıyan tek bir türbidit akıntısı ile çökeltildiğini göstermektedir (Çağatay, ve diğ., 2007). Çalışmadaki birimlerin, ancak sismik etkinliğe bağlı türbidit akıntısıyla çökeldiğini düşünmekteyiz. Bu birimler Orta Çukurluk'da ancak depremle gelmiş olabilir. Bu dönemde volkanik aktivite olmaması, bu çukurluğa doğrudan dökülen akarsu olmamasını sayabiliriz. Ayrıca dalga tabanı 10-15 m iken şelfin kenarını etkileyecek bir hava koşulu bulunmamaktadır. Türbidit birimi tabanındaki Mn anomalileri de bu birimlerin depremle çökeldiğinin diğer bir göstergesidir. Deprem sırasında dip suyu oksijensiz hale geldiği için Mn suda çözünerek çökelde fakirleşir. Türbidit birimlerinin içerdiği bentik foraminiferler de bunların sıgıdan taşındığının başlıca göstergesidir. Bütün bu özellikler, incelenen türbiditlerin sismik etkinliğe bağlı türbidit akıntısı ile çökeldiğini göstermektedir.

4.2 C-14 Yaşlarından Çıkan Sonuçlar, Deprem Kataloglarının Taranması ve Eski Depremlerle Olan İlişkileri

Türbidit seviyelerinin tabanları altından alınan ilk 2 cm'lik çamur tabakalarından toplanan kavkılarından C-14 tarihlendirmeleri yapılmış ve türbidit yaşları Marmara Denizi Orta Çukurluğuna yakın bölgeler ve büyüklük olarak 6 ve daha büyük olan depremlerin, kataloglardaki yaşları ile denştirilmiştir.

C-4 Karotunda McHugh ve diğ., (2006) kalibre edilmiş yaşlardan C4-T1 için M.S. 1333-M.S. 1432; C4-T2 için M.S. 702-916; C4-T3 için M.S. 606-820 ve M.Ö. 774-544 aralıklarını bulmuştur. Ambraseys ve Jackson (2000) ve Ambraseys ve Finkel (1995)'in tarihsel deprem kataloğuna göre bu yaşlar sırasıyla 1343, 740 ve M.Ö. 646 depremlerine işaret etmektedir.

C-6 Karotundan alınan Karbon-14 yaşlarına göre çıkan sonuçlarda ise, 62-67 cm'ler arasındaki C6-T1 için M.S. 580± 40; 91-94 cm'ler arasındaki C6-T2 için M.Ö. 6± 70 olarak çıkmıştır. Bu türbidit yaşlarını tarihsel depremlerle denestirmek için 3 deprem kataloğu taranmıştır ve ilişkilendirilmiş depremler Tablo 4.2'de verilmiştir. Bu taramada tarihsel depremlerin, bölge olarak orta çukurluğa yakın ve büyüklüğü 6 ve daha büyük depremler olmasına dikkat edilmiştir.

Pınar, ve diğ.'nin (1952) hazırladıkları kataloğa göre C6-T1 için olası 4 deprem kaydı vardır. İlki Ergin, ve diğ. (1967)'lerinin hazırladığı katalogdaki gibi 16 Ağustos 542'de İstanbul'da olan depremdir. Pınar, ve diğ. (1952), bu deprem için "felaket" deyimini kullanmışlardır. Diğeri, 546'da yine İstanbul'da şiddetli bir deprem kaydı olarak bulunmaktadır. Üçüncü olası deprem kaydı İstanbul'da büyük hasara sebep olan ve özellikle surlarda, Yedikule ile doğu ve batı kısımlarını etkileyen 16 Ağustos 554'de olan kayıttır. Bu kayıt Ergin, ve diğ.'lerinin (1967) hazırladığı katalogda da geçmektedir. Sonuncu olası deprem ise 15 veya 16 Ağustos 555 tarihinde İstanbul'da olan depremdir ve bu deprem için birçok kilise ile surların bir kısmının yıkıldığı; Ege adalarında ve Anadolu'nun geniş bir kısmında hissedildiği belirtilmiştir.

Ergin, ve diğ.'nin (1967) hazırladıkları kataloğa göre, 91-94 cm'ler arasındaki C6-T2 için uygun olan yıl M.S. 29 depremi olarak seçilmiştir. Aynı zamanda, bu deprem bölge olarak İzmit ve İzmit civarını etkilemiş ve şiddeti 9, büyüklüğü yaklaşık 7 olarak kayıtlara geçmiştir. Aynı kataloğa göre C6-T1 biriminin yaşına uygun deprem için 16 Ağustos 542'de İstanbul'da etki yapmış ve şiddeti 7, büyüklüğü 6,4 olarak kayıtlara geçen depremlerdir.

Taranan üçüncü katalog, Soysal, ve diğ.'ne (1981) aittir. Bu katalogda sadece C6-T2 için 2 olası deprem kaydı bulunmuştur. Bunlardan ilki, İzmit ve İzmit civarında M.Ö. 19'da olan ve büyüklüğü 6.4 olan depremdir. Bu depremde Bithinia (Kocaeli, Bursa, Bilecik'i kapsayan bölge)' da pek çok il harap olmuştur. Diğer olası deprem kaydı ise, M.Ö. 29'da İzmit ve İzmit civarında olan ve büyüklüğü 7 olan depremdir.

Tablo 4.2: C-6 karotundan alınan C-14 yaşlarına göre katalogların taranmasıyla çıkan olası deprem sonuçları

C6-T1	M.S. 580±40	Ergin, ve diğ., 1967'e göre				Pınar ve Lahn, 1952'ye göre			
		Yıl	Bölge	Büüklük	Şiddet	Yıl	Bölge	Büüklük	
		542	İstanbul	6,4	VIII	542	İstanbul	?Felaket	
						546	İstanbul	?Şiddetli	
		554	İstanbul	5,8	VIII	554	İstanbul	?Büyük hasar	
						555	İstanbul	?	
C6-T2	M.Ö. 6±70	Ergin, ve diğ., 1967'e göre				Soysal, ve diğ., 1981'e göre			
		Yıl	Bölge	Büüklük	Şiddet	Yıl	Bölge	Büüklük	Şiddet
		29	İzmit ve İzmit civarı	7	IX	M.Ö. 19	İzmit ve İzmit civarı	6,4	VIII
						M.Ö. 29	İzmit ve İzmit civarı	7	IX

5. SONUÇLAR

Marmara Denizi gibi aktif derin havzalarda depreme bağlı türbiditlerin yaygın olması beklenir (Piper ve diğ., 1988; Gorsline ve diğ., 2000; Nakajima ve Kanai, 2000; Shiki ve diğ., 2000). Sedimenter havzalarda, diğer süreçler denizaltı türbidit akıntılarını başlatabilir. Yamaç kaymaları gaz kaçaklarına (Milkov, 2000), yüksek sedimentasyon değerlerine, yüksek gelgitlere (Bjerrum, 1971; Wiseman ve diğ., 1986), deniz veya fırtına dalgalarına (Prior ve diğ., 1989), nehir taşkınlarına (Mulder ve Syvitski, 1995; Mulder ve Alexander, 2001) ve volkanik patlamalara (Cita ve Aloisi, 2000) sebep olabilir. Tektonik olarak aktif olan bölgelerdeki havza kenarları, sismik aktivite tarafından üretilmiş türbidit akıntılarıyla gelen türbiditleri içerir (Nakajima ve Kanai, 2000; Shiki ve diğ., 2000). Türbiditlerin sismik kaynağı, depremlerle ilişkilendirilmiş türbiditleri içeren güncel havzalarda test edilebilir (Gorsline ve diğ., 2000). Marmara Denizi depremlerin uzun bir tarihsel kaydını içeren (Ambraseys ve Finkel, 1991) ve pek çok çalışmaya elverişli stratejik önem taşıyan bir denizdir.

Çalışmada kullanılan karotlar, Marmara Denizi Orta Çukurluk'dan MTA Sismik-1 Gemisi ile 2003'de alınmıştır. C-4 karotu 1241 m derinlikten; 28° 0' 029" boylam ve 40° 50' 167" enleminden; 1204 m derinlikten; 28° 01' 029" boylam ve 40° 51' 826" enleminden alınmış ve her iki karot 4 parçadan oluşmuştur. C-4 karotu 24-27, 135-140 ve 225-229 cm'ler arasında toplam 3 adet türbidit birimi; C-6 karotu 62-67 ve 91-94 cm'ler arası toplam 2 adet türbidit birimi içermektedir.

Karotlarda element analizi için XRF karot tarayıcı (ITRAX Core Scanner) kullanılmıştır ve aynı zamanda sayısal X-ışınları radyografi görüntüsü de elde edilmiştir. Element analizinde türbidit için en belirgin olan Mn ve Ca 'dur. Mn depremden sonra dip suyundaki oksijensiz koşullarda suda çözünüp çökeltide fakir hale geldiğinden azalma; Ca ise depremle sıgıdan taşınan kavrı içeriği nedeniyle artma gösterir (Çağatay, ve diğ., 2007). Türbidit birimlerinin laminalı yapısı radyografik görüntüde oldukça belirgin gözlenmektedir.

Çok sensörlü karot loglayıcısında P dalgası hızı, manyetik duyarlılık, elektrik direnci, porozite ve yoğunluğa bakılmıştır. P dalgası hızı malzemenin iyi paketlenme derecesine bağlı olarak türbidit birimlerinde düşük değer vermektedir. Manyetik duyarlılık malzemenin kırıntı mineral içeriğine bağlı olarak türbidit birimlerinde yüksek değerler vermektedir. Elektrik direnci türbidit birimlerinde yüksek değerler vermekteyken , karotların diğer kısımlarında genelde düşük değerler gösterir. Porozite ve yoğunluk ters orantılı iki parametre olup malzemenin iyi veya kötü paketlenmiş olmasına bağlıdır. Bu nedenle türbidit birimlerinde porozite yüksek; yoğunluk düşük görülmektedir.

Tane boyu analizinde beklendiği üzere türbiditlerde yüksek, diğer kısımlarda düşük değerler elde edilmiştir. C-4 karotunda tane boyunun aritmetik ortalama değerleri birinci, ikinci ve üçüncü türbidit birimi için sırasıyla 75,914; 79,333 ve 119,518 µm olarak; C-6 karotunda 68,645 ve 63,272 µm olarak bulunmuştur.

Karotlarda yapılan mineralojik ve paleontolojik incelemede ; kuvars, kalsit ve klorit gibi minerallere ve bentik foraminiferlerden *Brizalina* sp., *Ammonia* sp., *Protoglobobulimina* sp., *Elphidium* sp. gibi türlere rastlanmıştır. Bentik foraminifer içeriği, sismotürbiditlerdeki malzemenin sık yamaçlardan taşındığını göstermektedir.

Bu türbidit birimlerinin bulunan sedimentolojik, jeokimyasal ve fiziksel özellikleriyle kaynak ve çökelme işlemi gözönüne alınarak sismotürbidit olduğu anlaşılmış ve yapılan yaşlandırmalarla tarihsel depremlerle ilişkilendirilmiştir.

Türbidit tabanlarının altındaki 2 cm'lik kısımlardan toplanan kavkılarda yapılan AMS ¹⁴C yaş tayini ile bu birimler yaşlandırılmıştır. C-4 karotundaki 3 türbidit birimi sırasıyla M.S. 1333-M.S. 1432; M.S. 702-916 ve M.S. 606-820 ve M.Ö. 774-544 olarak bulmuştur (McHugh, ve diğ., 2006). Bu yaşlar İstanbul ve civarında etkili olan 1343, 740 ve M.Ö. 646 yıllarındaki büyüklüğü 7'den fazla olan depremlerle deneştirilmiştir (McHugh, ve diğ., 2006). C-6 karotundaki yaşlar sırasıyla M.S. 580±40 ve M.Ö. 6±70 bulunmuştur. Taranan kataloglarla bu yaşlar 542 ile 555 yılları arasındaki İstanbul'u etkileyen şiddetli depremlerle (Ergin ve diğ., 1967; Pınar ve Lahn, 1952) ve M.Ö. 19 ve M.Ö. 29 yıllarında İzmit ve İzmit civarını etkileyen depremlerle (Ergin ve diğ., 1967; Soysal ve diğ., 1981) deneştirilmiştir.

KAYNAKLAR

- Adatepe, M.F.** (1988). Marmara Denizi jeofizik verilerinin değerlendirilmesi, İstanbul Üni., Deniz Bilimleri ve Coğrafya Ens., Doktora Tezi, 204s, İstanbul
- Aksu, E.A., Yaltırak, C. And Hiscott, R.N., 2002.** Quaternary paleoclimatic-paleoceanographic and tectonic evolution of the Marmara Sea and environs, *Marine Geology*, **190**, 9-18.
- Altınok, Y. and Koçak, D., 1999.** An application of the semi-Markov model for earthquake occurrences in North Anatolia, Turkey, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, **2(4)**, 90-100.
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A., 2000.** Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500, *Geophys. J. Int.*, **141**, F1–F6.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F., 1995.** The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas—A Historical Review, 1500–1800, EREN, İstanbul, 1995, 240 pp.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F., 1991.** Long-term seismicity of İstanbul and of the Marmara Sea region, *Terra*, **3**, 527-539.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G.C.P. and Barka, A.A., 2002.** Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault, *Terra Nova*, **14**, 80-86.
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Mercier de Lepinay, B and Uçarkuş, G., 2005.** The MARMARASCARPS Cruise Party, Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North-Anatolian Fault) : implications for seismic hazard in İstanbul, *Geochem. Geosyst.*, **6**, 1-29.
- Barka, A.A. and Kandinsky-Cade, K., 1988.** Strike-Slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, **7**, 663-684.
- Beck, C., Mercier de Lepinay, B., Schneider, J.L., Cremer, M., Çağatay, M.N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Menot, G., Schmidt, S., Weber, O., Eris, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., Gutscher, M.A., and the MARMACORE Cruise Party, Turon, J.L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Gallet, Y., Bouquerel, H., Görür, N., Gervais, A., Castera, M.H., Londeix, L., Resseguier, A. and Jaouen, A., 2007.** Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins, *Sedimentary Geology*, **199**, 65-89.
- Bjerrum, L., 1971.** Subaqueous slope failures in Norwegian fjords. *Nor Geotech Bull*, **88**, 1-8.

- Cita, MB. and Aloisi, G.,** 2000. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 a BP), Eastern Mediterranean, *Sediment Geol*, **135**, 181-203.
- Çağatay, M.N., Dikçe, D., Sancar, Ü., Eriş, K ve Damcı, E.,** 2007. Marmara Denizi'nde Türbditler ve Paleosismolojik Önemi, TURQUA Türkiye Kuvaterner Sempozyumu VI
- Çağatay, M.N., Balkıs, N., Sancar, Ü., Çakır, Z., Yücesoy-Eryılmaz, F., Eryılmaz, M., Sarı, E., Erel, L., Akçer, S ve Biltekin D.,** 2006. Marmara Deniz Çökel Jeokimya Atlası, TÜBİTAK Projesi, Proje Kodu: 103Y053
- Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T. and Kuşçu, İ.,** 2000. Late glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and Black Seas, *Marine Geology*, **167**, 191-206.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C.,** 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, 84-92.
- Ergin, K., Güçlü, U. Ve Uz, Z.,** 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (M.S. 11-M.S. 1964), Maden Fakültesi Ofset Baskı Atölyesi, İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları No:24
- Ergin, M. and Yörük, R.,** 1990. Distribution and texture of bottom sediments in a semi-ebclosed inlet, İzmit Bay, from the Eastern Sea of Marmara (Turkey), *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **30**, 647-654.
- Ergin, M., Bodur, M.N., Ediger, V. and Yılmaz, A.,** 1993. Organic carbon distribution in the surface sediments of the Sea of Marmara and its control by the inflow from adjacent water masses, *Chem. Geol.*, **91**, 269-285.
- Eriş, K., Ryan, W.B.F., Çağatay, M.N., Sancar, U., Lericolais, G., Menot, G. and Bard, E.,** 2007. The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of İstanbul, *Marine Geology*, **243**, 57-76.
- Evans, G., Erten, H., Alavi, S.N., Von Guntel, H.R. and Ergin, M.,** 1989. Superficial deep-water sediments of the eastern Marmara Basin, *Geo-Mar. Lett.*, **9**, 27-36.
- Goldfinger, C., Nelson, H., Johnson, J.E. and the Shipboard Scientific Party,** 2003. Deep-water turbidities as Holocene earthquake proxies: the Cascadia Subduction zone and Northern San Andreas Fault systems, *Annals of Geophysics*, **Vol. 46, N.5**, 1169-1193.
- Gorsline, DS., Diego, TD. and Nava-Sanchez, EH,** 2000. Seismically triggered turbidities in small margin basins : Alfonso Basin, Western Gulf of California and Santa Monica Basin, California Borderland. *Sediment Geol*, **135**, 342-352
- Görür, N., Çağatay, M.N., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C. and Tchapylyga, A.,** 1997. Origin of the Sea of Marmara as deduced

from Neogene to Quaternary Palaeogeographic evolution of its frame.
Int. Geol. Rev., **39**, 342-352.

- Hubert-Ferrari, A., King, G.C.P., Barka, A., Jacques, E., Nalbant, S., Meyer, B., Armijo, R. and Tapponnier, P.**, 2000a. Stress interaction models including historical seismicity since 1700 around the Sea of Marmara, Geophysical Research Abstracts, Vol. 2, 2000 25th General Assembly, Nice, France.
- Hubert-Ferrari, A., Barka, A., Nalbant, S.S., Meyer, B. and Armijo, R.**, 2000b. 17 Ağustos 1999 Depremi sonrasında Marmara'da deprem riski, *Bilim ve Teknik*, **389**, 54-58.
- Hubert-Ferrari, A., Barka, A., Jacques, E., Nalbant, S., Meyer, B., Armijo, R. and Tapponnier, P. and King, G.C.P.**, 2000c. Seismic hazard in the Marmara Sea region following the 17 August 1999 Izmit earthquake, *Letters of Nature*, 269-273.
- Jansen, J.H.F., Van Der Gaast, S.J., Koster, B. and Vaars, A.J.**, 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores, *Marine Geology*, **151**, 143-153.
- Jenkins, R. and De Vries, J.L.**, 1970. Practical X-ray Spectrometry. MacMillan, London, pp. 1- 190.
- Kale, B.**, 1985. Manyetik anomalilerin ters çözüm yöntemi ile analizi ve Marmara Denizi verilerine uygulanması, Master Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, 80p.
- Kastens, K.A. and Cita, M.B.**, 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **92**, 845-857.
- Kavlakoglu, S. ve Özakay, R.**, 1978. Marmara Denizi bölgesi Manyeto-tektmik hatları, Kuzey Marmara Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, 151-163, Ankara.
- Kido, Y., Toshitada, K. and Tada, R.**, 2006. Rapid and quantitative major element analysis method for wet fine-grained sediment using an XRF microscanner, *Marine Geology*, **229**, 209-225.
- King, G.C.P., Hubert-Ferrari, A., Barka, A., Jacques, E., Nalbant, S., Meyer, B., Armijo, R. and Tapponnier, P.**, 2000. Seismic hazards in the Sea of Marmara following the Izmit earthquake, Nato Advanced Research Seminar, Integration of Earth Sciences on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research, Abstracts, 14-17 May 2000, İstanbul, p105.
- Klingele, E. and Medici, F.**, 1997. Gravimetric studies of the Marmara Sea region. In Active Tectonics of NW ANatolia-The Marmara Poly Project, Schindler and Pfister (Eds), vdf, ETH Zürich, 487-502.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, M.N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R. and Tok, B.**, 2001. The active main Marmara Fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **192**, 595-616.
- McHugh, C., Seeber, L., Cormier, M-H., Dutton, J., Çağatay, N., Polonia, A., Ryan, W.B.F., Gorur, N.**, 2006. Submarine earthquake geology

- along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey: A Model for transform basin sedimentation, *Earth and Planetary Science Letters*, **248**, 661-684.
- McKenzie, D.P.**, 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **30**, 109-185.
- Meriç, E. ve Sakıncı M.**, 1990. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları, *İstanbul*, 13-41
- Meriç, E., Sakıncı, M. ve Eroskay, O.**, 1998. İstanbul Boğazı ve Haliç çökellerinin evrim modeli, *Mühendislik Jeolojisi Bülteni*, **10**, 10-14.
- Milkov, A.V.**, 2000. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Mar Geol*, **167**, 29-42.
- Mulder, T., Alexander, J.**, 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits, *Sedimentology*, **48**, 269-299.
- Mulder, T. and Syvitski, J.P.M.**, 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans, *J Geol*, **103**, 285-299.
- Nakajima, T. and Kanai, Y.**, 2000. Sedimentary features of seismoturbidities triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea, *Sedimentary Geology*, **135**, 1-19.
- Nalbant, S.S., Hubert, A. and King, G.C.P.**, 1998. Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the North Aegean Sea since 1912, *J. Geoph. Res.*, **103**, 24469-24486.
- Nelson, C.H., Goldfinger, F., Johnson, J.E. and Dunhill, G.**, 2003. Palaeoseismic history of the Cascadia subduction zone derived from turbidite stratigraphy, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. (in review).
- Okay, A.I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. and Kuşçu, İ.**, 1999. An active deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey, *Tectonics*, **18**, 129-148.
- Okay, N.**, 2005. Marmara Denizi derin çökellerinin kaynağının araştırılması, Türkiye Kuvaterner Sempozyumu, 2-3 Haziran 2005, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü.
- Oktay, F.**, 1985. petrografi II ders notu , itü maden fak jeoloji müh bolumu
- Oral, B.M.**, 1987. Some remarks on the gravity anomalies of Western Turkey and its implications on the crustal structure, Master Thesis, İTÜ, İstanbul, 84p.
- Öncel, A.O.**, 1992. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda depremlerin istatistiksel analizi, Yüksek Lisans Tezi, 105s, İstanbul Üniversitesi.
- Öncel, A.O. ve Alptekin, Ö.**, 1995. Marmara Bölgesinde deprem riski, TUJJB toplantısı kitapçığı, V3., 981-989, 1-5 May 1995-Ankara.
- Parsons, T., Toda, S., Stein, R., Barka, B. and Dieterich, J.H.**, 2000a. Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: An interaction-based probability calculation, *Science*, **288**, 661-665.

- Parsons, T., Toda, S., Stein, R., Barka, B. ve Dieterich, J.H.**, 2000a. Etkileşime dayalı bir olasılık hesabı: İstanbul yakınlarında olası bir deprem, *Bilim ve Teknik*, **390**, 90-93.
- Pınar, N ve Lahn, E.**, 1952. Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu, Ankara, Akın Matbaacılık Ltd. Ortaklığı, T.C. Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınlarından Seri:6, Sayı:36
- Piper, DJW., Shor, AN. and Hughes Clarke JE.**, 1988. The 1929 ‘Grand Banks’ earthquake, slump and turbidity current. In: Clifton HE (ed) *Sedimentologic consequences of convulsive geologic events. Geol Soc Am Spec Publ*, **229**, 77-92
- Prior, DB., Suhayda, JN., Lu NZ., Bornhold, BD., Keller, GH., Wiseman, WJ., Wright, LD. And Yang, ZS.**, 1989. Storm wave reactivation of a submarine landslide. *Nature*, **341**, 47-50.
- Reimer, P. J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van Der Plicht, J. And Weyhenmeyer, C.E.**, 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 – 0 ka BP., *Radiocarbon*, Vol. **46** No.3, 1029-1058
- Rockwell, T., Barka, A., Akyüz, S., Dawson, T., Sich, K. and Gonzales, T.**, 2000. The North Anatolian fault around the Marmara Sea, and pre- and post-earthquake research after the August 17, 1999 Kocaeli Earthquake, Nato Advanced Reseaerch Seminar, Integration of Earth Sciences on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Reseacrh, Abstracts, 14-17 May 2000, İstanbul, 47-54.
- Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, J.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M. and Yüce, H.**, 1997. An abrupt drowning of Black Sea shelf, *Marine Geology*, **138**, 119-126.
- Sakıncı, M., Yaltırak, C. and Oktay, F.Y.**, 1999. Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethian-Paratethian relations at northwest Turkey (Thrace). *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, **153**, 17-40.
- Sarı, E. And Cagatay, M.N.**, 2006. Turbidities and their association with past earthquakes in the deep Çınarcık Basin of the Marmara Sea, *Geo-Mar Lett*, **26**, 69-76.
- Shiki, T., Kumon, F., Inouchi, Y., Kontani, Y., Sakamoto, T., Tateishi, M., Matsubara, H. and Fukuyama, K.**, 2000. Sedimentary features of the seismo-turbidities, Lake Biwa, Japan. *Sediment Geol*, **135**, 37-50.
- Siani G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Metivier, B., Tisnérat N. And Bassinot F.**, 2000. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. *Radiocarbon* **42(2)**, 271–80.

- Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J.A., Kara, S. and Şimşek, M., 1995.** High-Resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (Northwest Turkey) : Late Quaternary sedimentation and sea-level changes, *Geol. Soc. America Bull.*, **107**, 923-936.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y., 1981.** Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu (M.Ö. 2100-M.S. 1900), TÜBİTAK, Proje no: TBAG 341, 87s.
- Stanley, D.J. and Blanpied, C., 1980.** Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea, *Nature*, **285**, 537-541.
- Stein, R.S., Barka, A., Tods, S., Parsons, T. and Dieterich, J.H., 2000.** The role of stress transfer in earthquake occurrence on the North Anatolian fault, Nato Advanced Research Seminar, Integration of Earth Sciences on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research, Abstracts, 14-17 May 2000, Istanbul, p. 102.
- Straub, C. and Kahle, H.G., 1997.** Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from repeated GPS measurements, in Schindler, C., Pfister, M. (Eds), Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project. Vdf Hochschulverlag AG der ETH, Zürich, 417-447.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985.** Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonics escape: Turkey as a case study, in Biddle, K.T. and Christie-Blick, N. (Eds), Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, *Spec. publ.*, **37**, 227-264.
- Taymaz, T., Jackson, J.A. and McKenzie, D., 1991.** Active tectonics of the North and Central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, **106**, 433-490.
- Wiseman, WJ., Fan, YB., Bornhold, BD., Keller, GH., Su ZQ., Prior, DB., Yu ZX., Wright, LD., Wang, FQ., Quian, QY., 1986.** Suspended sediment advection by tidal currents off the Huanghe (Yellow River) delta. *Geo-Mar Lett*, **6**, 107-113.
- Wong, H.K., Lüdmann, T., Uluğ, A. and Görür, N., 1995.** The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime, *Tectonophysics*, **244**, 231-250.
- Yaltırak, C., 2002.** Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, **190**, 493-530.
- Yaltırak, C., Ertutaç, M.K., Tüysüz, O. ve Saki-Yaltırak, K., 2003.** Marmara Denizinde Tarihsel Depremler: Yerleri, Büyüklükleri, Etki Alanları ve Güncel Kırılma Olasılıkları, Kuvaterner Çalıştayı IV, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul

EKLER

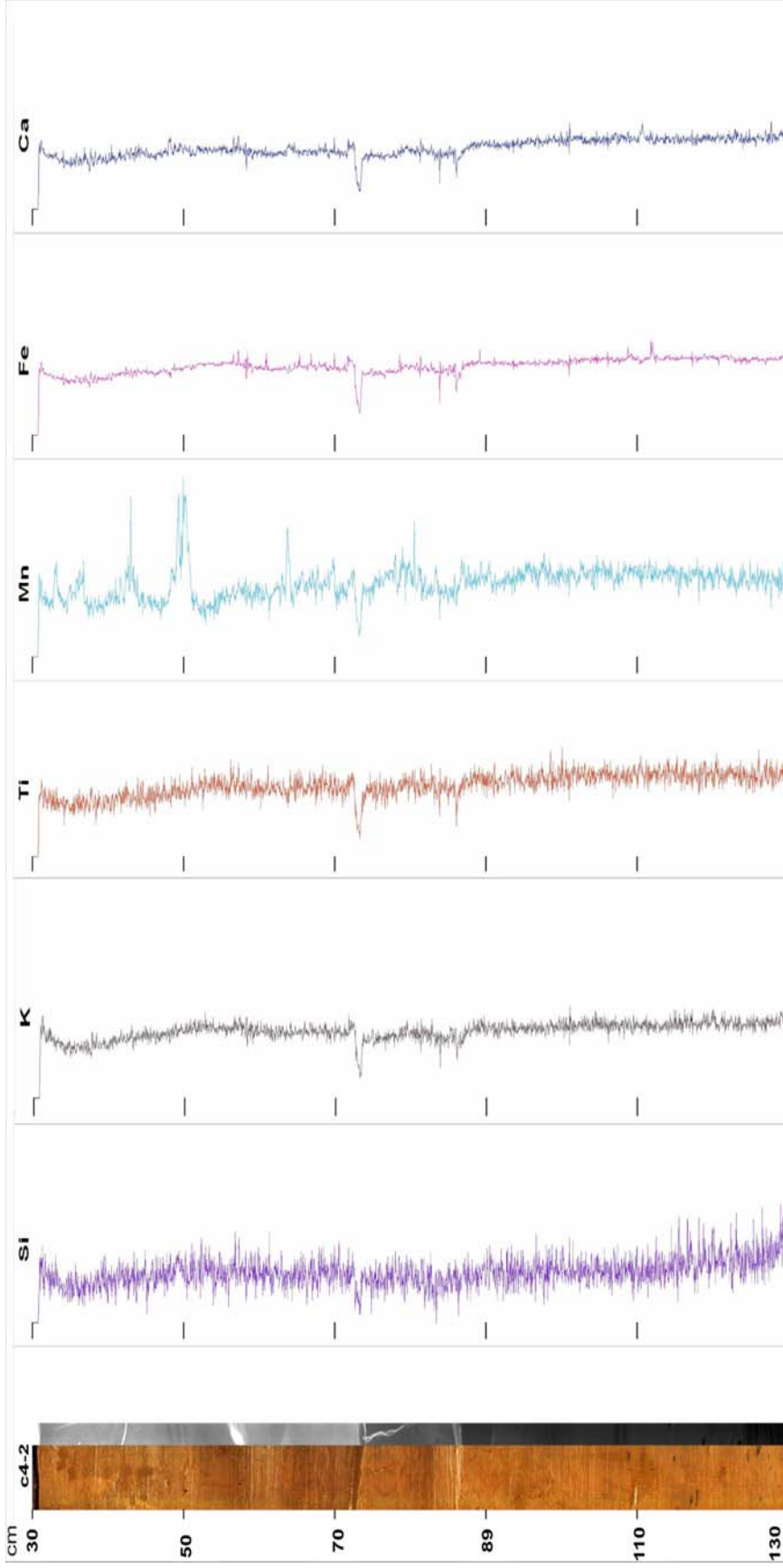
Ek A1 : C-4 Karotunun 2. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri

Ek A2 : C-4 Karotunun 4. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri

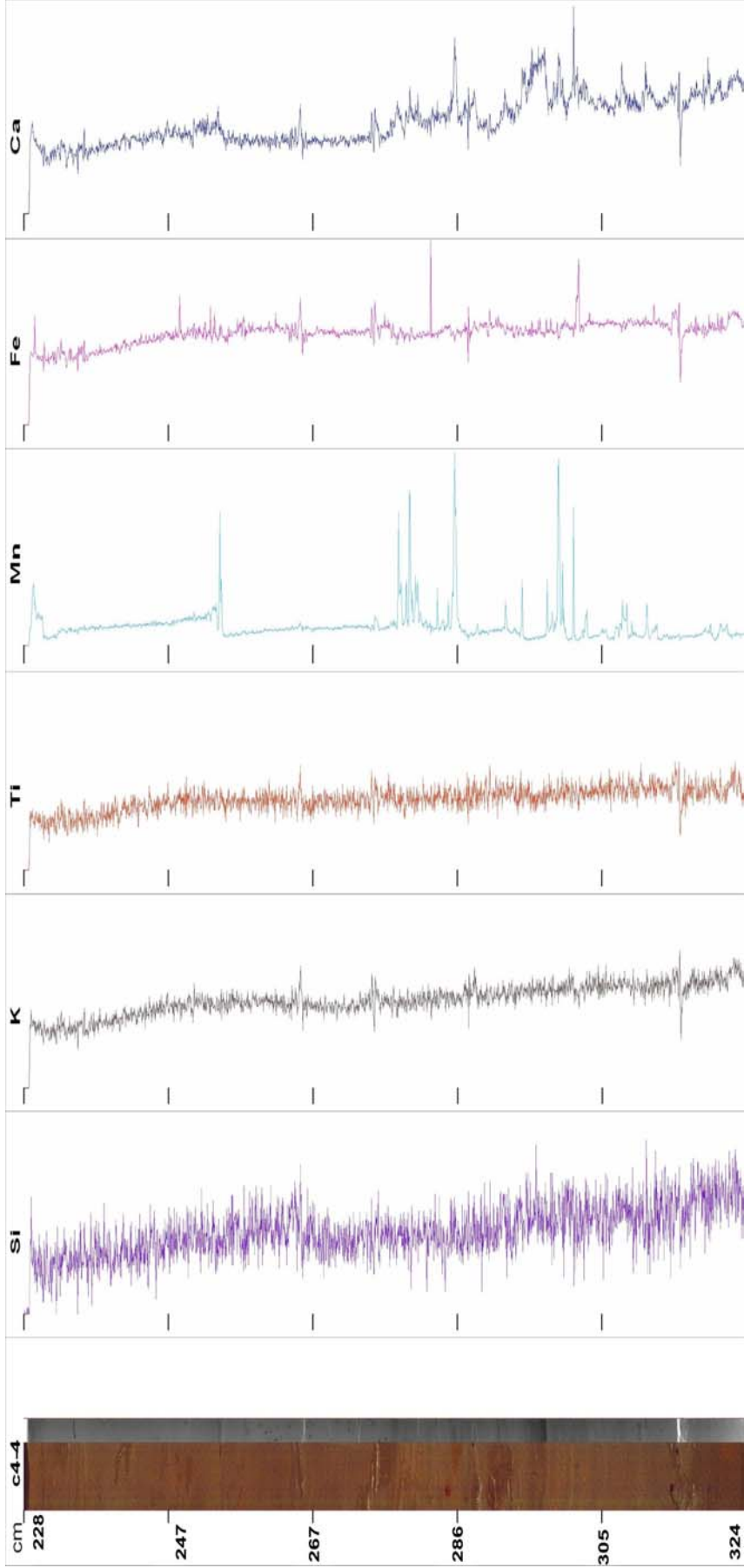
Ek B1 : C-6 Karotunun 1. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri

Ek B2 : C-6 Karotunun 3. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri

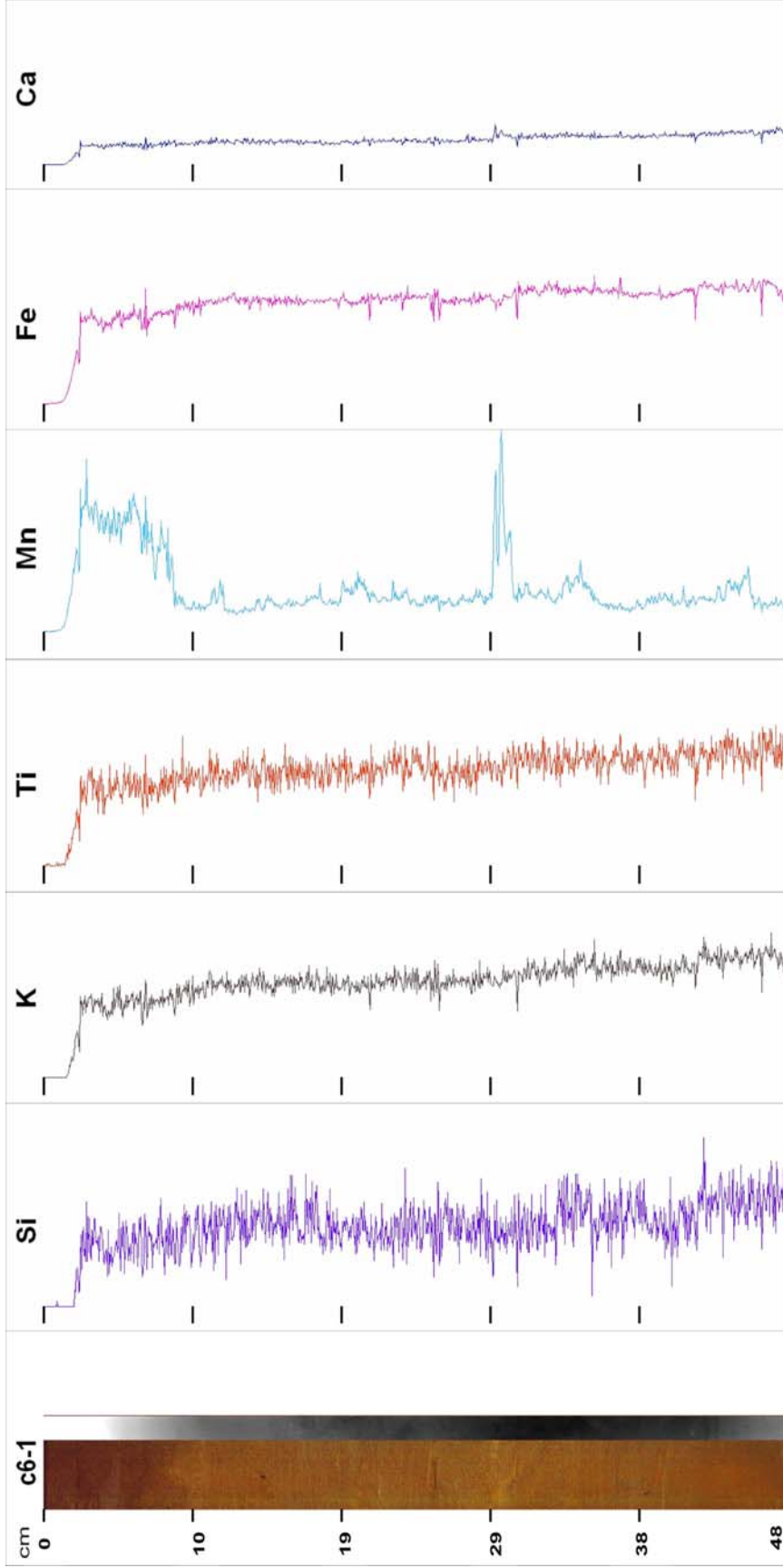
Ek B3 : C-6 Karotunun 4. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri



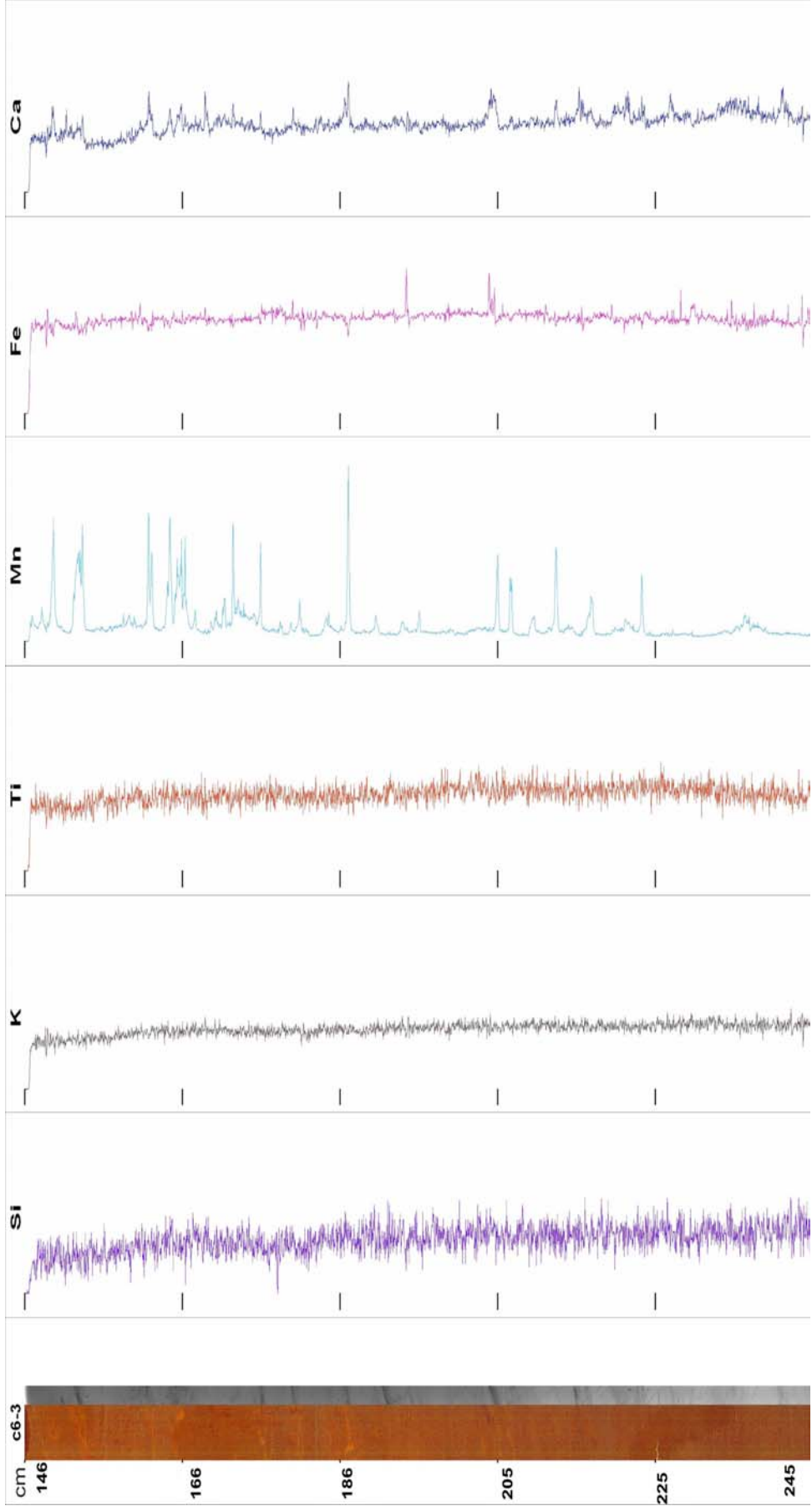
Ek A1 : C-4 Karotunun 2. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri. Soldaki bant sayısal renk görüntüsü, sağdaki dar bant sayısal X-ışınları radyografisini göstermekte, element değerleri CPS olarak göreceli değerlerdir.



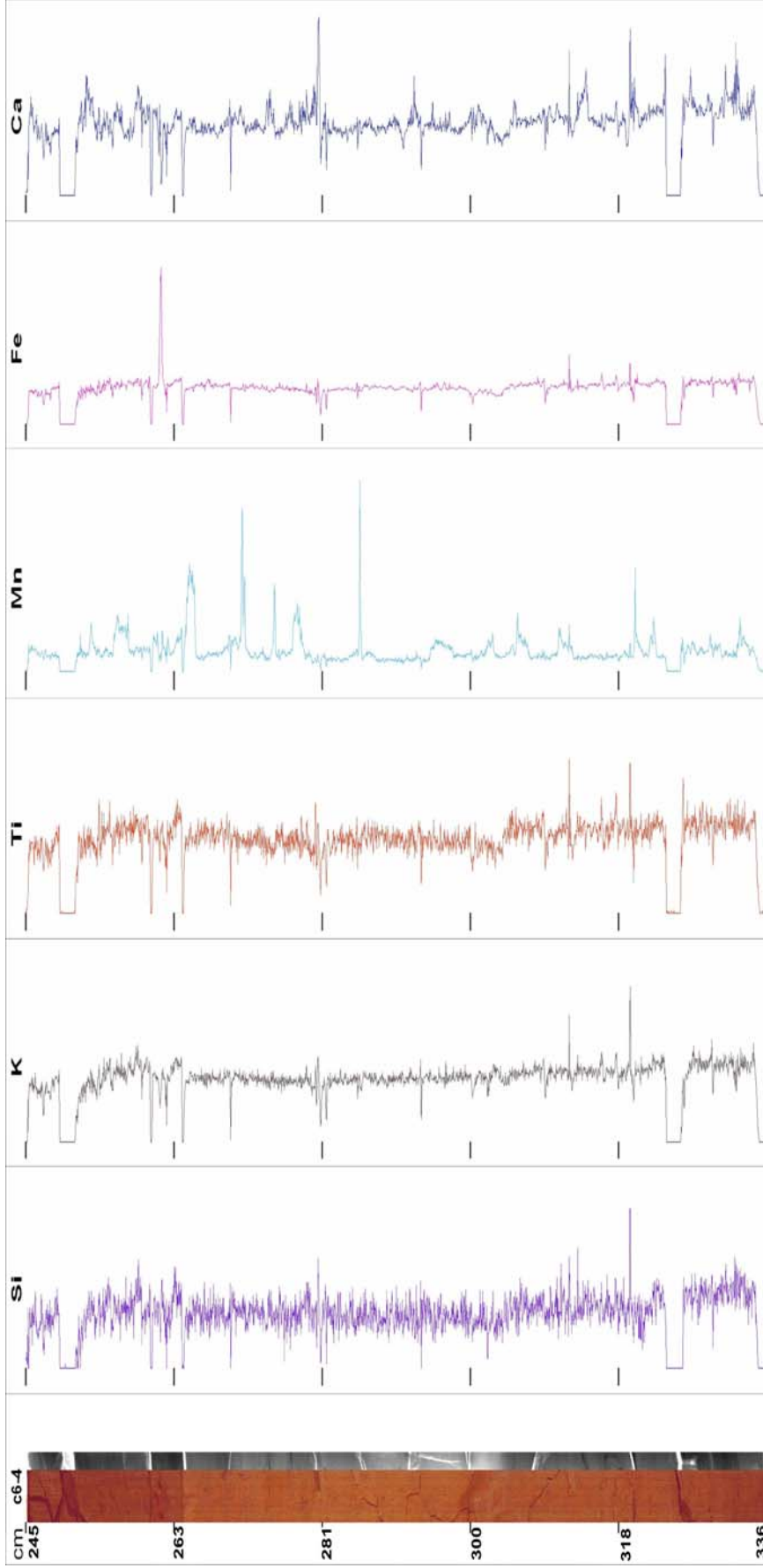
Ek A2 : C-4 Karotunun 4. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri. Soldaki bant sayısal renk görüntüsü, sağdaki dar bant sayısal X-ışınları radyografisini göstermekte, element değerleri CPS olarak göreceli değerlerdir.



Ek B1: C-6 Karotunun 1. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri. Soldaki bant sayısal renk görüntüsü, sağdaki dar bant sayısal X-ışınları radyografisini göstermekte, element değerleri CPS olarak göreceli değerlerdir.



Ek B2: C-6 Karotunun 3. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri. Soldaki bant sayısal renk görüntüsü, sağdaki dar bant sayısal X-ışınları radyografisini göstermekte, element değerleri CPS olarak göreceli değerlerdir.



Ek B3: C-6 Karotunun 4. Kısımının XRF Karot Tarayıcısı analizleri. Soldaki bant sayısal renk görüntüsü, sağdaki dar bant sayısal X-ışınları radyografisini göstermekte, element değerleri CPS olarak göreceli değerlerdir.

ÖZGEÇMİŞ

1972 İstanbul'da doğdu. 1990'da İstanbul Nişantaşı Kız Lisesini bitirdikten sonar Trakya Üni. Fen-Ede. Fak. Kimya Bölümüne devam etti. 1996 yılında İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümünü bitirdi. Bitirmesini Bursa-Akçalar Çevreyolunda kullanılan agregaların beton yönünden incelenmesi üzerine yaptı. 2005 yılında İTÜ Fen Bilimleri Jeoloji Müh. Anabilimdalı Uygulamalı Jeoloji programında başladı. Yüksek lisans sırasında tez konusu olan Marmara Denizi Orta Çukurluktaki Sismotürbiditlerin Özellikleri ve Tarihsel Depremlerle İlişkilendirilmesi üzerine yaptığı poster Türkiye Kuvaterner Çalıştayı VI ve Türkiye Jeoloji Mühendisleri Kurultayı'nda sundu. 2007 Mayıs ayında 15 gün L'Atalante gemisinde araştırmacı olarak görev aldı.